

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI

ANALYSE DE LA DYNAMIQUE SPATIO-TEMPORELLE DE LA FORMATION DES  
EMBÂCLES DE GLACE DANS UN TRONÇON DE LA RIVIÈRE OUELLE, QUÉBEC

MÉMOIRE PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

EXTENSIONNÉE DE

L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

PAR SUZAN TAYLOR

SEPTEMBRE 2010

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

## REMERCIEMENTS

Entreprendre une maîtrise équivaut à entreprendre un long voyage intellectuel et intérieur. Malgré l'aspect personnel du défi, il serait impossible de le relever sans aucun appui et support. Je profite donc de ces quelques lignes pour souligner le rôle de certaines personnes sans qui je n'aurais pu accomplir ce travail.

Tout d'abord, je veux remercier mon directeur de recherche, Thomas Buffin-Bélanger. Tom, merci pour ta confiance en moi, pour les « rides de char » jusqu'à la Ouelle, pour les dîners sur ta galerie, les cafés, le scotch et les clopes de terrain. Ton enthousiasme délirant, ton intelligence, ta curiosité contagieuse, ta disponibilité quasi légendaire, ton amour du mot juste et ton oreille si attentive autant en temps de joie que de difficultés font de toi un directeur extraordinaire avec qui il est un réel bonheur et honneur de faire équipe. Je ne te le dirai jamais assez, jamais à la hauteur de ce que tu mérites – merci.

À Bernard Héту et Dominique Arseneault, mes codirecteurs de recherche, merci. Votre point de vue a emmené ce projet sur des chemins qui n'auraient jamais été explorés sans vous. Il est si facile d'errer dans notre zone de confort, et vos expertises respectives m'ont définitivement poussée à en sortir et à élargir mes horizons.

Je dois beaucoup à tous ceux qui sont venus sur le terrain me donner un coup de main, que ce soit pour recenser tous ces arbres, ou pour en abattre d'autres. Sans vous, j'y serais probablement encore! En ordre alphabétique, merci à Geneviève Allard, Dominique Arseneault, Valéry B. Hamel, Stéphane Babin, Maxime Boivin, Thomas Buffin-Bélanger, Sylvio Demers, Bernard Héту, David Lacombe, Yanick Larue, Mathieu Leblanc, Isabel Lemus-Lauzon, Jean-Philippe Marchand, Taylor Olsen et Pierre Simard. Mais surtout, merci à Laure-Éloïse Bergeron, mon assistante de terrain, avec qui j'ai passé trois semaines hautes en émotions mais si agréables.

Ce travail, bien que de nature académique, n'aurait pas pu être fait sans le support des gens que j'ai dû laisser à l'autre bout de la province. Maman (Liette) et Papa (Bill), merci de votre amour, de votre présence malgré la distance et de votre patience. Merci de croire en moi

et de m'avoir encouragée non seulement financièrement, mais surtout mentalement dans un projet qui parfois devait vous sembler absolument absurde. Vous êtes une source d'inspiration et je vous aime. À mes sœurs Karen et Vicki, qui s'amusent à dire à tous que leur sœur compte des roches, merci pour votre folie. Je vous aime. À ma petite puce Mila, qui sans le savoir me montre le chemin de la simplicité et du bonheur dans les petites choses – je t'aime !

Un énorme remerciement est aussi de mise pour Louise Fillion, professeure de géographie à l'Université Laval. Sa lecture particulièrement attentionnée et ses commentaires nombreux mais surtout très pertinents m'ont permis d'améliorer sans l'ombre d'un doute la qualité de ce mémoire et de l'article qu'il contient.

Je tiens à remercier tous les gens de Saint-Pacôme, particulièrement Germain et Manon Lévesque, pour leur aide précieuse et leur ouverture face à mon projet. Les histoires et souvenirs des résidents sont une source d'information précieuse, sans laquelle beaucoup d'éléments resteraient sans réponse. Un merci aussi au Bedeau et aux employés de la fabrique de Saint-Pacôme pour cette visite inspirante au haut du clocher.

Un dernier merci au FQRNT et au CRSNG pour le support financier de ce projet. En espérant que beaucoup d'autres étudiants-chercheurs puissent bénéficier d'une telle aide qui permet de se concentrer sur autre chose que notre portefeuille.

## TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	vii
LISTE DES TABLEAUX.....	ix
RÉSUMÉ .....	xi
INTRODUCTION .....	1
CHAPITRE 1	
REVUE DE LITTÉRATURE, OBJECTIFS ET MÉTHODOLOGIE.....	3
1.1 Revue de littérature .....	3
1.1.1 La glace de rivière .....	3
1.1.2. Les embâcles de glace.....	7
1.1.3. La dendrochronologie comme indicateur d’embâcles de glace .....	21
1.2 Objectifs de recherche.....	25
1.3 Méthodologie .....	27
1.3.1 Description du site d’étude.....	27
1.3.2. Identification des caractéristiques morphologiques de la rivière Ouelle .....	28
1.3.3 Cicatrices d’impact .....	31
1.3.4. Identification des facteurs climatiques et hydro-météorologiques.....	36
CHAPITRE 2	
AN ANALYSIS OF THE SPATIO-TEMPORAL DYNAMICS OF ICE JAMS USING DENDROCHRONOLOGY IN A SMALL EASTERN CANADIAN RIVER	42
2.1 Résumé de l’article - anglais (abstract).....	43
2.2 Résumé de l’article – français .....	44
2.3 An analysis of the spatio-temporal dynamics of ice jams using dendrochronology in a small eastern canadian river .....	45
2.3.1. Introduction .....	45
2.3.2 Study site.....	47
2.3.3 Methods.....	48
2.3.4 Results.....	50

2.3.5 Discussion .....	54
2.3.6 Conclusion .....	57
2.3.7 Acknowledgments .....	57
CONCLUSION .....	68
REFERENCES .....	70
ANNEXE I – Fiches de caractérisation fluviale .....	78

## LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Schématisation de l'irrégularité de la dynamique spatio-temporelle de la formation d'embâcle pour un même tronçon de rivière .....	4
1.2 Processus glaciels.....	6
1.3 a) Embâcle de glace b) Inondation causée par un embâcle.....	7
1.4 Période de retour et niveau d'eau atteints lors d'inondations avec ou sans embâcle.....	8
1.5 Érosion des berges causée par l'action des glaces de rivière.....	10
1.6 Recoupement de méandre par des embâcles .....	10
1.7 Fissures perpendiculaires et parallèles du couvert de glace à la débâcle .....	12
1.8 Influence du débit sur la quantité de glace .....	13
1.9 Débâcle thermique versus débâcle mécanique.....	14
1.10 Quatre principaux styles fluviaux .....	16
1.11 Facteurs morphologiques d'aggravation.....	18
1.12 Impact de glace sur un arbre riverain .....	20
1.13 Cicatrices d'impact visibles sur un frêne noir.....	21
1.14 Structure interne de l'arbre.....	22
1.15 Schématisation des objectifs de la recherche .....	26
1.16 Localisation du site d'étude.....	28
1.17 Méthode de datation des cicatrices d'impact .....	34
1.18 Procédure d'identification d'évènements d'embâcles.....	35
2.1 Location of study site and three morphologically distinct systems .....	59
2.2 Forest vegetation cover types on the river banks according to distance upstream from river mouth.....	60
2.3 VSD for the left and right bank and location in the system.....	61
2.4 VSD characteristics.....	61
2.5 Jam event identification per dendrochronological sampling site.....	62

2.6	Ice jam identification for the three morphologically distinct sections .....	63
2.7	Standardized large-scale oscillation values per sampling site.....	63



## LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
1.1 Résumé d'études dendrochronologiques portant sur la dynamique d'embâcles de glace .....	24
1.2 Catégories et sous-catégories de la fiche de caractérisation fluviale .....	30
1.3 Justification des choix de variables pour l'analyse hydro-climatique .....	39
1.4 Variables utilisées dans l'analyse des conditions hydro-climatiques de formation d'embâcles.....	41
2.1 Characteristics of the three sections of the study reach .....	64
2.2 Identification of the 95 hydrometeorological variables .....	64
2.3 Visible scar density characteristics .....	65
2.4 Large-scale oscillation values and statistical results by sampling section....	65
2.5 Principal components extracted from the original hydro-climatological database .....	66
2.6 Logistical regression models for the transitional section, meandering section and the combination of both sections.....	67



## RÉSUMÉ

La présente recherche a comme objectif de déterminer la dynamique spatio-temporelle de la formation des embâcles de glace dans un tronçon de la rivière Ouelle. Évènements récurrents dans la rivière Ouelle, les embâcles de glace empêchent le libre écoulement de l'eau et peuvent causer des inondations. En 2005, une telle inondation a causé pour plus de 500 000\$ en dommages matériels dans la municipalité de Saint-Pacôme.

Le tronçon de la rivière à l'étude a été divisé en trois secteurs géomorphologiquement distincts : linéaire à l'amont, à méandres à l'aval, et la transition entre les deux. Les cicatrices d'impact glaciaire sur les arbres riverains de ces trois sections ont été répertoriées pour déterminer les localisations préférentielles des embâcles. Cette méthode s'est avérée déficiente pour l'identification de la dynamique temporelle de la formation d'embâcles. Ainsi, les années où des embâcles de glace se sont produits pour chacune des trois sections ont été déterminées par l'entremise de la dendrochronologie. Au total, 60 arbres, dont plus de 300 échantillons ont été récoltés, ont été utilisés pour dater les événements d'embâcles. À partir de bases de données hydrologiques et météorologiques, des analyses en composantes principales ont été effectuées pour analyser la variabilité des conditions hydro-climatiques et créer de nouvelles variables reflétant le plus précisément possible cette variabilité. De ces variables et des années obtenues par la dendrochronologie, des régressions logistiques ont été effectuées pour déterminer quels facteurs climatiques et hydro-météorologiques sont clés lors de la formation des embâcles.

Les résultats indiquent que plus l'on progresse vers l'aval, plus les embâcles de glace sont fréquents. Dans le segment linéaire, les analyses dendrochronologiques indiquent que les embâcles sont un phénomène relativement récent considérant l'année médiane de colonisation des arbres échantillonnés (1951) considérant le premier événement d'embâcle détecté (2001). Les embâcles de la portion à méandres sont liés plus spécifiquement avec les années El Nino, et sont le fruit de redoux hivernaux ou encore de la crue printanière. L'âge médian des arbres, plus jeunes que ceux des deux autres portions de la rivière, limite l'identification des événements antérieurs à 1986. Les résultats indiquent que les embâcles de la transition fluviale sont mis en place seulement lors de la crue printanière, plus particulièrement au mois d'avril. Il est à considérer que les embâcles se produisant à la crue printanière dans la transition migrent ensuite vers l'aval pour se reloger dans la portion à méandres. Il y a donc une distinction dans les conditions climatiques et hydro-météorologiques menant à la formation d'embâcles pour les deux sections géomorphologiquement distinctes de la rivière Ouelle.



## INTRODUCTION

Le nombre de catastrophes naturelles majeures est à la hausse depuis le début du XX<sup>e</sup> siècle (EM-DAT, 2009). Cette augmentation n'est pas nécessairement liée aux changements climatiques et leurs rôles sur les conditions météorologiques extrêmes, mais plutôt à l'épanchement de l'occupation humaine. La classification de ces risques naturels peut se faire par processus géomorphologiques, par exemple côtiers, de versant, tectoniques, glaciaires ou encore fluviaux.

Les inondations, le risque le plus fréquent associé à la dynamique fluviale, peuvent survenir principalement dans quatre types de situations : une accumulation d'eau lente mais régulière causée par les précipitations et la fonte de la neige au sol, des précipitations intenses causant une crue éclair, la rupture de barrages naturels ou artificiels ou tout autre structure de contrôle de débit, et les retenues d'eau causés par des embâcles de débris organiques ou de glace. Les embâcles de glace sont des événements naturels dynamiques et spectaculaires, susceptibles d'être mis en place par une grande variété de facteurs de natures hydrologique, climatique et géomorphologique. Le nombre élevé de causes possibles rend difficile la prévision temporelle et spatiale de la formation des embâcles. De plus, comme chaque système fluvial est morphologiquement unique et réagit de manière propre aux variations hydrologiques et climatiques, il est d'autant plus difficile d'instaurer un modèle de prédiction généralisé.

D'une violence parfois saisissante, la formation d'un embâcle peut causer des inondations pouvant être bénéfiques aux écosystèmes touchés en assurant une recharge de nutriments et d'eau dans des zones rarement inondées (White *et al.*, 2007; Beltaos, 2008). Par contre, une inondation par embâcle dans un milieu anthropisé est

la source de dommages causés non seulement par l'eau, mais aussi par les impacts de blocs de glace flottante.

En hiver et au début du printemps, plusieurs rivières québécoises, notamment la Matapédia, la Châteauguay et la Matane se trouvent obstruées de ces barrages de glace, forçant l'évacuation de plusieurs citoyens et nécessitant des interventions coûteuses afin de déloger les glaces. La municipalité de Saint-Pacôme, située dans la région québécoise du Bas-Saint-Laurent, est traversée par la rivière Ouelle à la transition entre les Appalaches à l'amont et les basses terres agricoles à l'aval. Saint-Pacôme et ses résidents sont régulièrement victimes des soubresauts glaciels de la rivière. Par exemple, l'embâcle d'avril 2005 a provoqué l'inondation du village pour une période de 2 jours causant pour plus de 500 000\$ de dommages.

Il y a un manque de connaissances face aux conditions hydro-météorologiques menant à la formation d'embâcles, ainsi que sur leurs localisations préférentielles. Cette recherche a justement comme objectif de déterminer les agents et les facteurs de formation d'embâcles de glace dans un tronçon de la rivière Ouelle. Le présent mémoire comprend deux parties. Le Chapitre 1 comprend trois sections. La première section présente une revue de la documentation scientifique portant sur la formation des couverts de glace dans les rivières, l'identification des facteurs hydro-météorologiques et morphologiques des embâcles de glace et finalement l'utilisation de la dendrochronologie pour reconstituer l'historique des embâcles de glace. La deuxième section de ce chapitre énonce les objectifs de la recherche. La troisième section décrit la méthodologie utilisée pour rencontrer les objectifs. Le Chapitre 2 correspond à un article scientifique en anglais associé à cette recherche. L'article est accompagné de ses deux résumés, un en anglais et un en français.

## CHAPITRE 1

### REVUE DE LITTÉRATURE, OBJECTIFS ET MÉTHODOLOGIE

#### 1.1 REVUE DE LITTÉRATURE

La dynamique spatio-temporelle de formation d'embâcles de glace dans nos rivières est complexe. En effet, la formation d'embâcle n'est pas nécessairement récurrente d'une année à l'autre et peut se produire à des endroits différents. Ainsi, pour un même tronçon de rivière n'ayant subi aucune modification morphologique, des embâcles puissent non seulement se former à des endroits distincts d'une année à l'autre, mais aussi ne pas se former du tout (Figure 1.1). Même si les facteurs morphologiques et hydro-météorologiques de formation sont bien connus, leur occurrence et magnitude varient d'un système fluvial à l'autre. La prévision de la formation d'un embâcle dans une rivière spécifique est donc difficile (Beltaos, 2008). Cette section du mémoire a comme premier objectif de faire un survol des différents aspects de la formation des embâcles de glace. Premièrement, elle décrira brièvement les principaux modes de formation de la glace de rivière. Deuxièmement, elle s'attardera aux embâcles de glace, plus spécifiquement aux facteurs climatiques, météorologiques, hydrologiques et morphologiques menant à leur formation. La troisième section est consacrée à la description de la méthode dendrochronologique utilisée pour déterminer les événements de glace.

##### 1.1.1 La glace de rivière

La glace de rivière se forme dans tous les systèmes fluviaux où le climat est suffisamment froid. Il existe deux principaux modes de formation de la glace de rivière (Figure 1-2a). Le premier mode concerne les eaux calmes, notamment les lacs et les mouilles larges et profondes, où le type dominant de glace est la glace pelliculaire de surface (Shen, 2003 ; Stickler et Alfredsen, 2005), aussi appelée glace statique ou primaire (Michel, 1972). La glace primaire est formée principalement par les échanges thermiques entre l'eau, l'air et les berges. Ces deux derniers éléments étant plus froids que l'eau, ils la font geler en surface, depuis la berge vers le centre du chenal (Michel, 1972 ; Shen, 2003). Ce type de glace peut

aussi débiter autour d'un bloc ou de tout autre obstacle émergé dans le chenal, incluant les glaces déjà présentes (Michel, 1972).

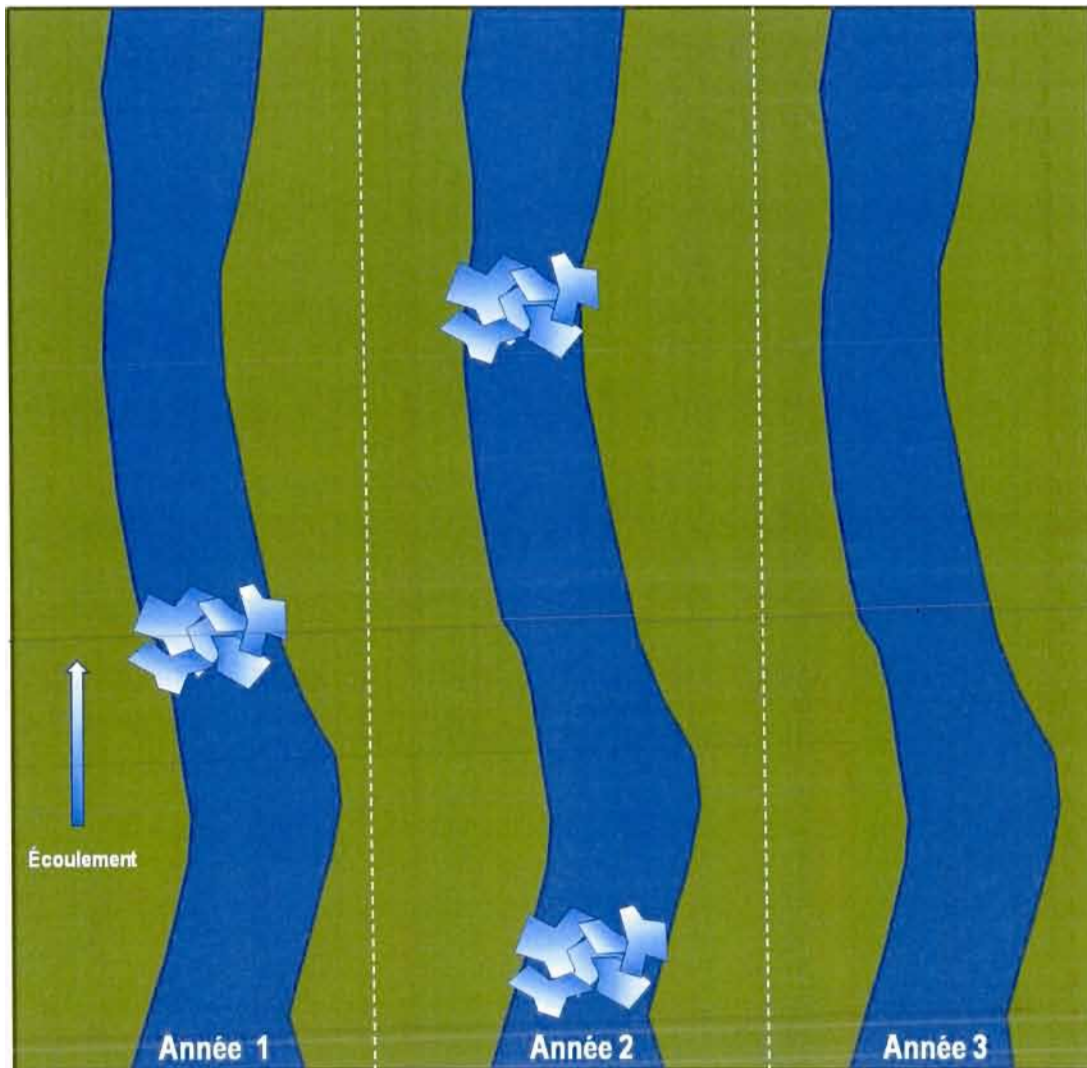


Figure 1.1 : Schématisation de l'irrégularité de la dynamique spatio-temporelle de la formation d'embâcle pour un même tronçon de rivière

© Suzan MacNider Taylor, 2010

Le deuxième mode de formation de glace est le mode dynamique, retrouvé principalement dans les portions plus turbulentes du chenal (Michel, 1972 ; Shen, 2003 ;



Stickler et Alfredsen, 2005). Il survient lorsque l'eau est en surfusion, c'est-à-dire lorsqu'elle est encore à l'état liquide même si sa température est légèrement inférieure à 0°C (Michel, 1972 ; Shen, 2003 ; Ye *et al.*, 2004 ; Stickler *et al.*, 2005). Le processus de surfusion est principalement dû à la température de l'air, mais aussi à la profondeur de l'écoulement (Ye *et al.*, 2004). À la surfusion, de minuscules particules de glace adhésives se forment, communément appelées frasil (Stickler *et al.*, 2005). Ces particules deviennent des noyaux de nucléation où s'agglomèrent d'autres particules, formant de la « slush » de frasil (Ye *et al.*, 2004). Une goutte d'eau en surfusion éjectée par l'écoulement turbulent, gelant au contact de l'air plus froid et retombant dans l'eau de la rivière est un autre type de noyau de nucléation. Ces masses de frasil sont transportées dans l'eau et s'agglomèrent sous le couvert de glace, pouvant former un barrage suspendu (« hanging dam ») (Beltaos, 1983 ; Beltaos, 1995 ; Shen, 2003). Souvent, lorsque l'eau est en surfusion, les masses seront entraînées vers le fond par leur poids et la structure turbulente de l'écoulement, adhérant aux matériaux du lit et formant de la glace de fond (Michel, 1972 ; Stickler et Alfredsen, 2005). D'autres types de glace peuvent parfois s'ajouter à la glace pelliculaire et au frasil, notamment la glace créée par le durcissement de la neige sur le couvert de glace, et celle créée par le gel d'un écoulement supraglaciaire aussi nommé afeis (Ashton, 1986).

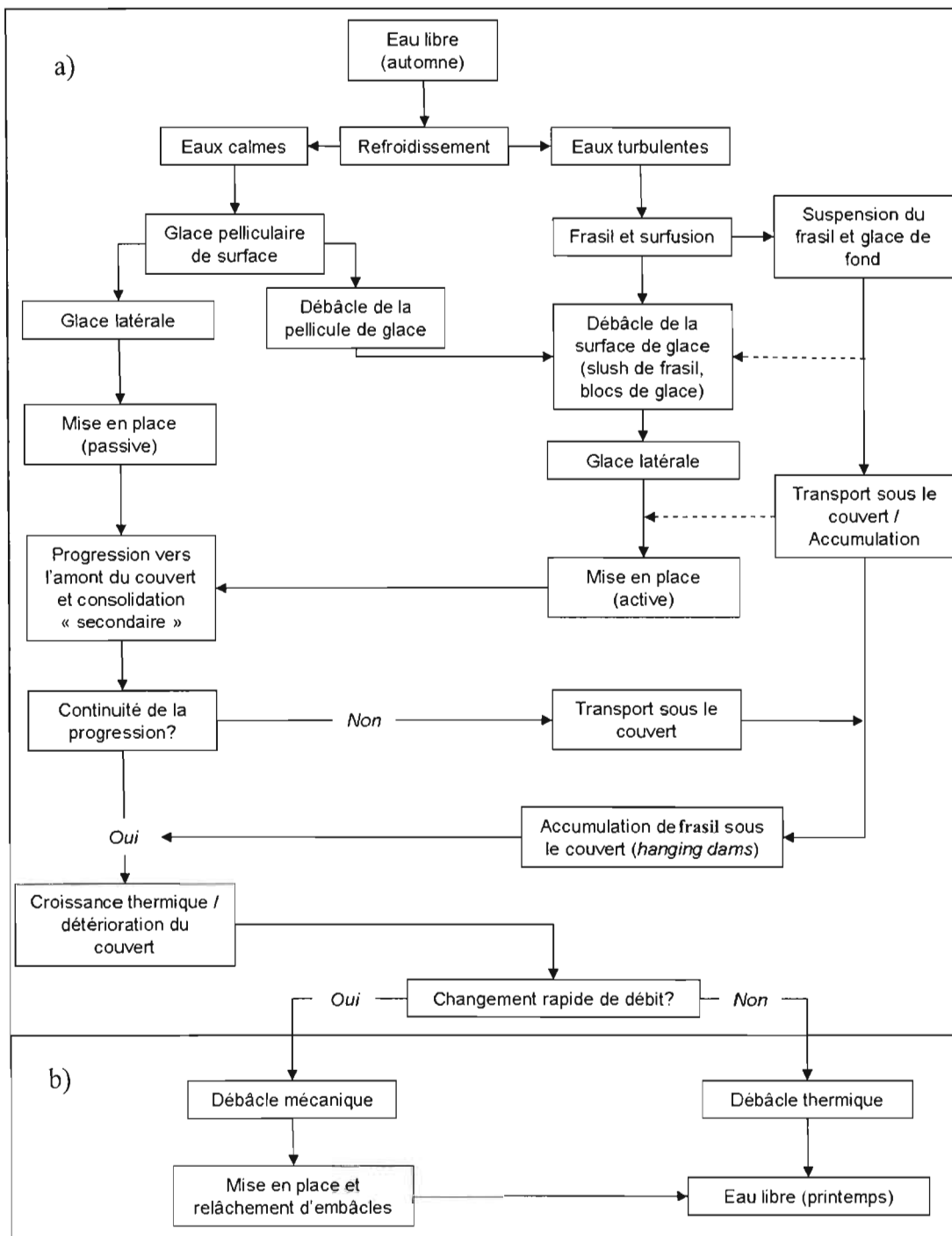


Figure 1.2 : Processus glaciels.

a) Formation de la glace de rivière ; b) Débâcle. Adaptée de Shen (2003)

La présence de glace peut être à la source de plusieurs aléas, notamment des variations dans la réponse hydrologique, des modifications temporaires ou permanentes dans la forme du chenal, des problèmes au niveau de la navigation et des embâcles de glace.

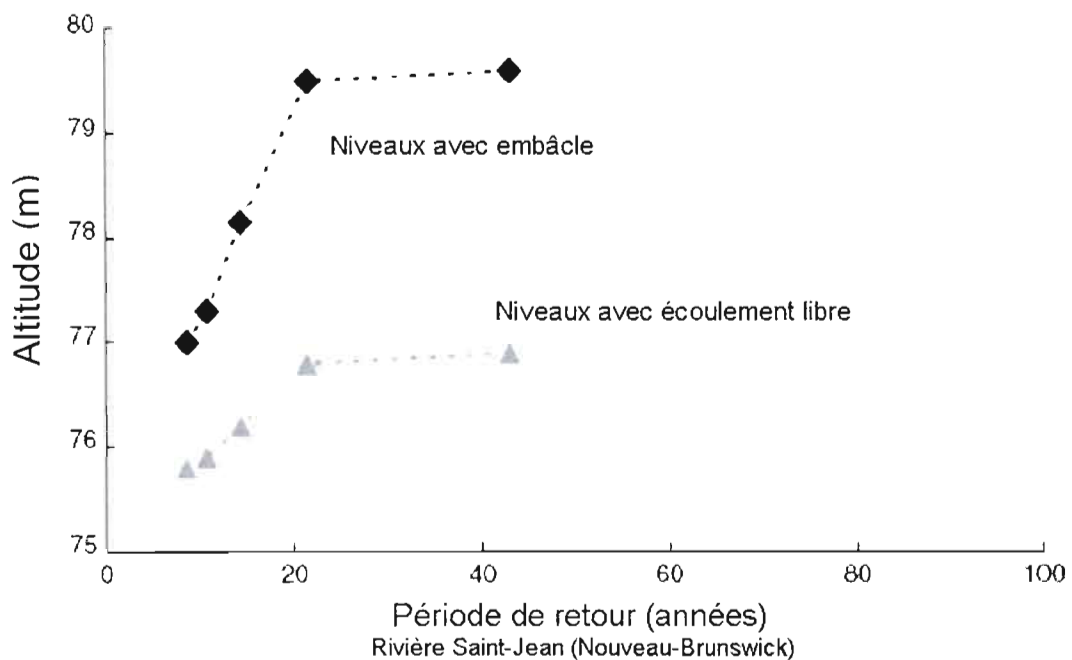
### 1.1.2. Les embâcles de glace

Les embâcles de glace résultent d'une accumulation de fragments ou de plaques de glace restreignant ou bloquant l'écoulement (IAHR, 1986). Ils sont un des aléas les plus importants relié à la glace de rivière (Ashton, 1986). Ce blocage peut causer des inondations de la plaine alluviale, où peuvent flotter des blocs de glace (Figure 0.3). La présence d'infrastructures anthropiques dans la plaine expose la communauté à des dommages matériels importants sur ces infrastructures, et même à des pertes de vies dans des cas extrêmes.



**Figure 1.3. a) Embâcle de glace b) Inondation causée par un embâcle.**  
Rivière Ouelle, le 12 avril 2009  
Les 2 photos : ©Suzan MacNider Taylor, 2010

Pour une même période de retour, les niveaux d'eau associées à une inondation causée par un embâcle sont supérieures à ceux associés à une inondation en eau libre (Prowse et Beltaos, 2002) (Figure 1.4) puisque l'embâcle agit comme un barrage (Wuebben et Gagnon, 1995). De plus, la forte rugosité associée à l'amoncellement de glace contribue à ralentir l'écoulement de l'eau (Beltaos, 2008). Ainsi, pour un même débit, les profondeurs d'eau attribuées à un embâcle peuvent être de deux à trois fois supérieures à celles d'un écoulement libre. Le débit nécessaire pour causer une inondation lors d'un embâcle est donc inférieur à celui en eau libre de glace (Prowse et Beltaos, 2002 ; Beltaos, 2008), puisque le ralentissement de l'écoulement requiert un niveau supérieur pour un même débit.



**Figure 1.4: Période de retour et niveau d'eau atteints lors d'inondations avec ou sans embâcle**  
*Adaptée de Prowse et Beltaos. (2002)*

Il y a aussi possibilité d'inondation à l'aval lorsque la poussée des glaces de l'amont devient trop forte et l'embâcle se libère. Événement généralement abrupt, la relâche d'un

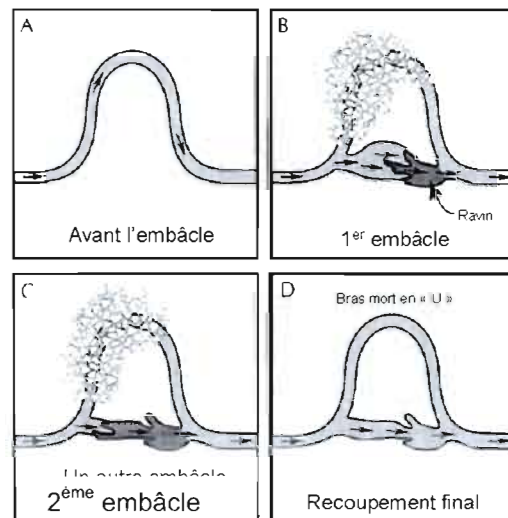
embâcle est souvent violente et peut provoquer une vague de plusieurs mètres de hauteur avançant à une vitesse supérieure à la vitesse d'écoulement libre (Beltaos, 2008). Il se produit aussi en même temps un abaissement subit du niveau d'eau associé au déversement rapide des eaux retenues par l'embâcle, pouvant causer un affaissement de berges (Beltaos, 2008).

De plus, l'action des glaces en mouvement contre le lit et les berges peut causer de l'érosion et ensuite de l'affaissement (Mackay et Mackay, 1973 ; Daly et Vuyovich, 2007 ; Beltaos, 2008). Par exemple, la Figure 1.5 montre l'arrachement par un bloc de glace de végétation et de particules de sol suite à un frottement sur la berge. Les modifications morphologiques causées par les embâcles peuvent être temporaires, par exemple aux confluences (Bergeron et Roy, 1988), ou encore se traduire par une morphologie spécifique (Boucher *et al.*, 2009a). De plus, comme l'illustre la Figure 1.6, la présence récurrente d'embâcles dans un méandre bien prononcé peut causer le recoupement du méandre en forçant une déviation de l'écoulement et changer drastiquement la morphologie du chenal (Figure 1-6).

Les embâcles peuvent se former tout au long de l'hiver (Beltaos, 2008). Les embâcles formés au début de l'hiver ou au retour de températures froides suite à un redoux sont nommés « embâcles de formation ». Généralement, ces embâcles de formation ont tendance à se produire lorsque le débit est en diminution (Prowse et Beltaos, 2002 ; Daly et Vuyovich, 2007). En effet, l'eau dans le bassin gèle et n'est plus disponible pour alimenter le débit. Les embâcles de formation peuvent se produire soit par l'accumulation de plaques de glace pour construire le couvert, ou encore par l'accumulation de frasil sous le couvert (Shen, 2003 ; Beltaos, 2008).



**Figure 1.5: Érosion des berges causée par l'action des glaces de rivière.**  
 Rivière Saint-Jean, Nouveau-Brunswick, février 2006  
 Photo :© Suzan MacNider Taylor, 2010



**Figure 1.6: Recouplement de méandre par des embâcles**  
 Adaptée de Smith, 2002

Les embâcles de débâcle peuvent se produire entre autres immédiatement après un redoux et au printemps (Prowse et Beltaos, 2002 ; Daly et Vuyovich., 2007 ; Beltaos, 2008). Ils sont souvent plus gros que les embâcles de formation (Beltaos *et al.*, 2006a) puisque la quantité de glace disponible est généralement plus grande. Dans certaines régions, les embâcles causés lors de redoux hivernaux sont plus considérables et dangereux que les embâcles de débâcle printanière, le couvert de glace n'ayant pas subi d'affaiblissement par le ruissellement et l'augmentation de l'intensité de la radiation solaire au printemps (Beltaos, 2008).

#### 1.1.2.1. Facteurs hydro-météorologiques menant à la formation d'embâcles

Il existe peu de données portant sur les conditions hydro-météorologiques menant à la formation d'embâcles. Cette lacune peut être liée au fait que la dynamique de formation est site spécifique. En effet, chaque système fluvial a ses caractéristiques morphologiques et une réponse hydrologique qui lui sont propres. De plus, chaque segment d'une rivière peut se distinguer morphologiquement, et, selon son emplacement dans le système, être plus ou moins influencé par les variations de débit.

La période précédant la débâcle est caractérisée par un accroissement du ruissellement dans les bassins versants, particulièrement lorsque la radiation solaire est suffisamment forte pour faire fondre la neige (Michel, 1972 ; Beltaos *et al.*, 2006a). Généralement, ces conditions prévalent au printemps, mais peuvent se produire lors d'un redoux hivernal accompagné de fortes pluies (Beltaos *et al.*, 2006a). Le débit des rivières augmente alors, alimenté par les précipitations et l'eau du ruissellement, et intensifie la pression sur le couvert de glace. Cette pression cause la formation de fissures parallèles aux berges qui permettent au couvert de se mouvoir avec l'écoulement (Figure 1.7). Éventuellement, ces mouvements amènent la création de fissures perpendiculaires au chenal, créant ainsi des plaques de glaces individuelles de taille variable mais parfois imposante (Beltaos, 2006) (Figure 1.7).

La rapidité de la débâcle est influencée par l'épaisseur et la nature de la glace. Plus le couvert de glace est mince, plus il fondra ou se disloquera rapidement. L'épaisseur est fonction de la température de l'air pendant l'hiver et de la durée de la période d'englacement (Prowse et Beltaos, 2002). La rapidité de la débâcle est aussi affectée par la nature de la glace. La glace produite par échange thermique est plus solide que les accumulations de frasil. Le frasil est par contre plus solide et cohésif à partir du début de la période de fonte vu que son albédo supérieur, sa meilleure capacité de rétention de la neige tardive et la géométrie des grains limite la fonte par radiation (Prowse et Demuth, 1993). L'effet de la radiation sur la débâcle peut être retardé par la présence d'un couvert isolant de neige, augmentant le temps de fonte du couvert de glace et limitant sa détérioration (Prowse et Beltaos, 2002).

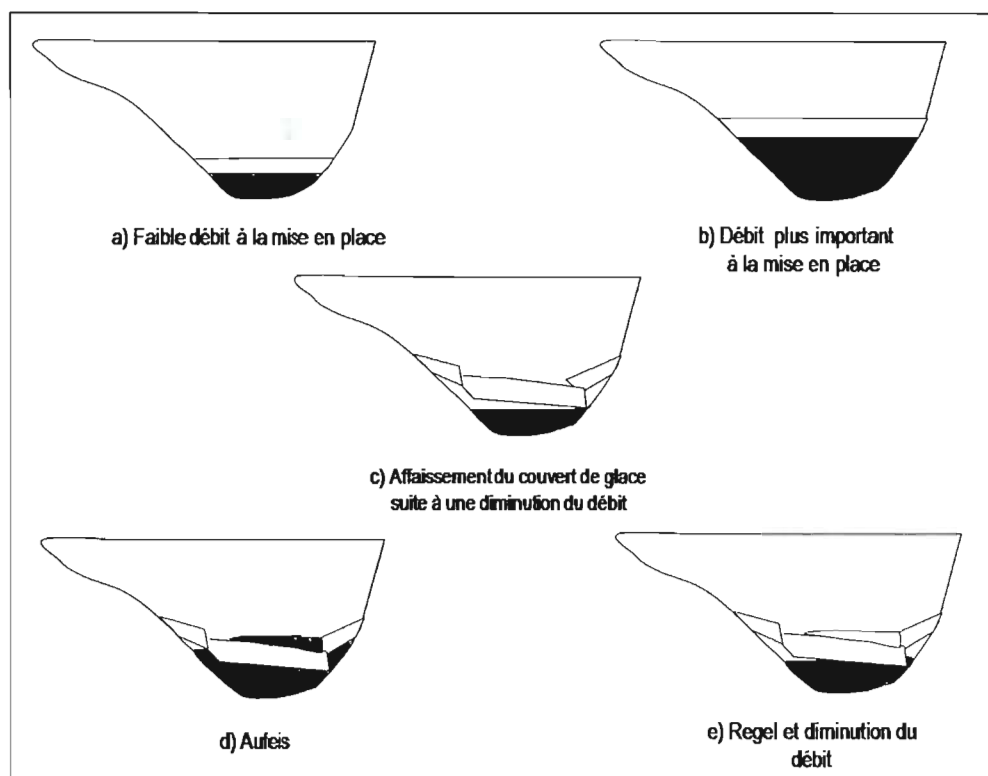


**Figure 1.7: Fissures perpendiculaires et parallèles du couvert de glace à la débâcle**  
*Photo : ©S.Beltaos*

Les processus de détérioration du couvert de glace menant à la débâcle sont aussi régis par le débit, autant au moment de sa formation qu'à celui de la débâcle (Prowse et Demuth, 1993). Un débit élevé lors de la formation implique un volume supérieur de glace (Figure 1.8a et b), ce qui peut entraîner un affaissement du couvert lors de la diminution du débit (Figure 1.8c). L'affaissement entraîne une fissuration du couvert, permettant une



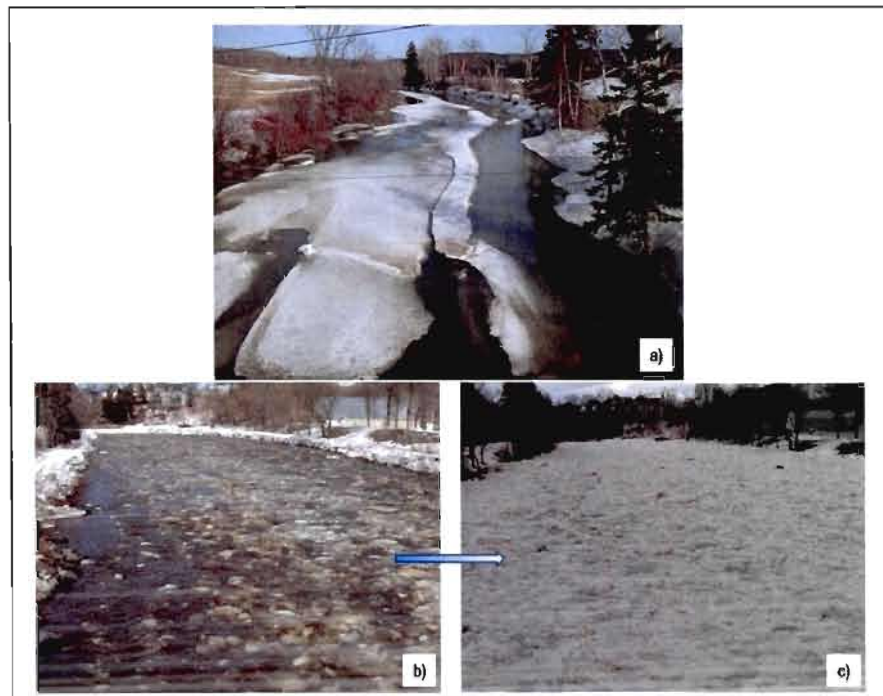
infiltration d'eau sur la glace de type auge, qui, en regelant, augmente le volume de glace (Figure 1.8d et e). Pour évacuer un grand volume de glace, il faut un très fort débit qui ne sera pas nécessairement atteint, laissant le temps au couvert de fondre. Par contre, s'il se produit un ruissellement intense, un embâcle majeur peut se former (Beltaos, 1997b ; Prowse et Beltaos, 2002) puisque le débit et le niveau d'eau augmenteront rapidement, exerçant une pression sur le couvert de glace pouvant le disloquer en morceaux difficiles à évacuer. De plus, si des conditions climatiques plus froides surviennent après la formation d'un embâcle, la formation de nouveaux cristaux de frasil et de glace est possible, renforçant ainsi l'accumulation et augmentant les risques d'inondation (Matoušek, 1990).



**Figure 1.8: Influence du débit sur la quantité de glace**

Il existe deux types de débâcle. Le premier type est d'origine thermique, (Figure 1.9). Les débâcles d'origine thermique se produisent suite à une longue détérioration de la glace par le rayonnement solaire et lorsque le ruissellement est faible. De façon générale, ce type de

débâcle permet une évacuation facile des glaces puisque les morceaux se désintègrent au moindre impact et peuvent donc difficilement s'accumuler (Beltaos, 1997a ; Prowse et Beltaos, 2002). Le deuxième type est d'origine mécanique et est un processus beaucoup plus dynamique (Beltaos, 1997a ; Prowse et Beltaos, 2002 ; Shen, 2003). Dans ces cas-ci, l'écoulement intense, parfois causé par des pluies abondantes, fracture le couvert de glace avant que l'épaisseur ne soit significativement réduite. L'intensité de l'écoulement est directement fonction de la quantité de neige au sol et de la quantité et de l'intensité des pluies. L'évacuation des blocs de glace de taille variable produits par cette fracturation peut être très difficile voire impossible, causant l'accumulation des blocs dans le chenal (Figure 1.9b et c). Les embâcles mécaniques sont persistants et peuvent être la source d'une inondation majeure (Prowse et Beltaos, 2002).



**Figure 1.9 : Débâcle thermique versus débâcle mécanique**

(a), où le couvert fond sous l'effet des rayonnements solaires ; (b) où la pression exercée par une augmentation rapide du débit cause le fractionnement du couvert de glace en blocs pouvant mener à un embâcle (c)

Photos : a) ©Jérôme Dubé, 2007 ; b) et c) ©Suzan MacNider Taylor, 2009

Même si c'est un phénomène plus rare, un embâcle peut se produire lors d'une diminution de débit, particulièrement au début de la période froide (Pariset *et al.*, 1996). La Figure 1.8c illustre bien qu'une diminution du niveau d'eau peut causer l'affaissement de la glace. Advenant des petits morceaux de glace et un débit assez puissant, certains morceaux de glace pourraient être transportés mais non évacués, causant un embâcle. Le débit nécessaire à la mise en mouvement de la glace dépend presque uniquement de l'épaisseur du couvert de glace (Matoušek, 1990).

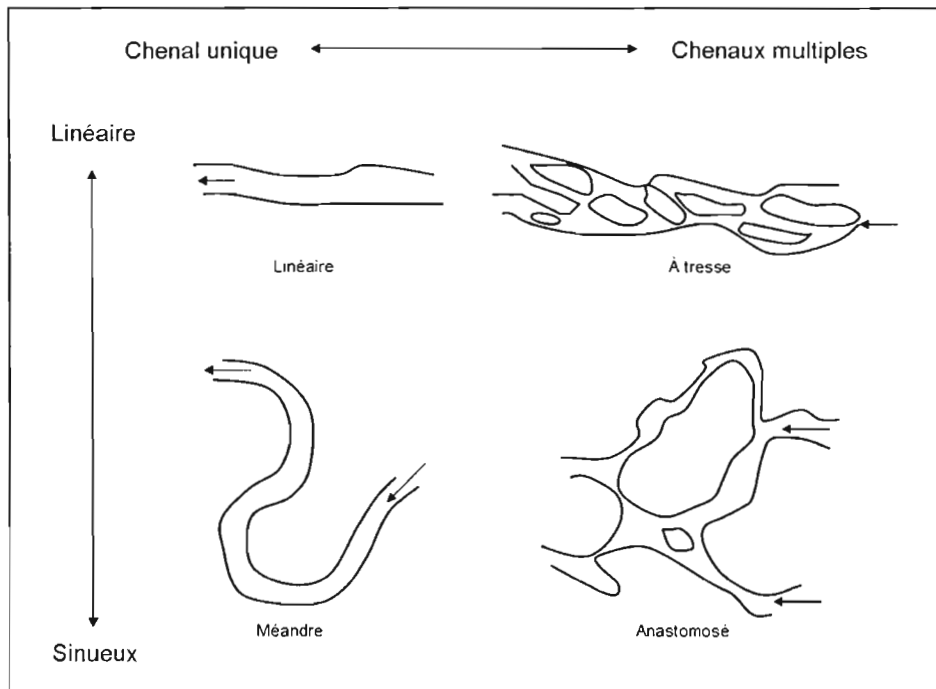
#### 1.1.2.2. Facteurs morphologiques de formation d'embâcles

Bien que certaines rivières sont reconnues pour la formation quasi annuelle d'embâcles, l'imprévisibilité des conditions hydro-météorologiques fait en sorte que les sites sont sujets à changement et un embâcle peut se produire à n'importe quel endroit dans le système (Mackay et Mackay, 1973). Ce sont généralement les environnements où l'écoulement est rapide et la pente est plus forte, qui subiront la débâcle en premier, entraînant la glace vers l'aval. À l'inverse, ce sont dans les sites où la pente est faible, où pour un même débit la vitesse est inférieure, que les blocs de glace seront plus difficilement évacués, augmentant les probabilités de formation d'un embâcle (Beltaos, 1997b).

Quelles que soient les conditions climatiques ou hydrologiques, la présence d'obstacles dans le système fluvial peut causer la formation d'embâcles. Les infrastructures humaines sont un de ces types d'obstacles. Par exemple, les ponts et culées sont souvent associés à la formation d'embâcle (Beltaos *et al.*, 2006a ; Beltaos *et al.*, 2007). Ils peuvent aussi contribuer à aggraver l'embâcle, par exemple lorsque le point d'ancrage est situé à l'aval et l'accumulation de glace atteint l'infrastructure. Ce fut le cas notamment pour l'embâcle sur la rivière Ouelle dans le village de Saint-Pacôme en 2005.

On distingue quatre grands styles fluviaux pour décrire morphologiquement le système fluvial : linéaire, à méandre, à tresses et anastomosé, sur la base du nombre de chenaux et de la sinuosité (Figure 1.10). Chacun de ces styles se retrouve généralement à un endroit précis dans le système fluvial, reflétant une réponse directe aux conditions imposées par la topographie (Brierley et Fryirs, 2000). Les changements entre ces styles ne se font pas

abruptement, mais plutôt par l'entremise de transitions douces permettant au chenal de s'équilibrer avec les modifications des caractéristiques topographiques et géologiques environnantes (Rosgen, 1994). Quel que soit importe son style fluvial, la morphologie du chenal ou la présence d'obstacle peuvent empêcher le libre écoulement des glaces (Figure 1.11) et créer des embâcles qualifiés de « sec » (Michel, 1972). Ces formes sont la résultante d'une série d'ajustements dans les plans horizontal, vertical et transversal, notamment par l'érosion et l'accumulation des sédiments (Knighton, 1998 ; Simon *et al.*, 2007). Plusieurs de ces formes peuvent être des facteurs de formation d'embâcles de glace.



**Figure 1.11: Quatre principaux styles fluviaux**  
Redessiné de Bravard et al., 1997

Un premier élément morphologique pouvant causer la formation des embâcles de glace est le méandre. Smith et Pearce (2002) et Mackay et Mackay, (1973) ont documenté plusieurs exemples d'embâcle dans des méandres. L'écoulement dans les méandres est dirigé préférentiellement sur la berge concave (Knighton, 1998 ; Robert, 2003) où sont entraînés les

blocs de glace. Ils peuvent s'y accumuler jusqu'à ce qu'ils rejoignent la berge convexe, créant un embâcle (Figure 1.11a).

Le deuxième élément morphologique à considérer est l'étranglement du chenal (Mackay et Mackay, 1973), tel qu'illustré par la Figure 1.11b. L'étranglement cause une accélération de la vitesse de l'eau puisqu'une même quantité doit s'écouler dans une section transversale plus petite. Il peut s'y créer un refoulement de l'eau si l'étranglement est particulièrement important. De plus, si des blocs de glace sont présents, ce refoulement peut causer un embâcle, particulièrement si le débit n'est pas assez fort pour évacuer la glace dans l'étranglement.

Le troisième obstacle naturel est la présence à l'aval d'un couvert de glace intact (Figure 1.11c). En effet, celui-ci peut bloquer l'évacuation des blocs de glace, ou contribuer à l'apport de glace s'il se fait détériorer par les blocs flottants (Wuebben et Gagnon, 1995 ; Shen, 2003 ; Beltaos, 2007 ; Beltaos, 2008).

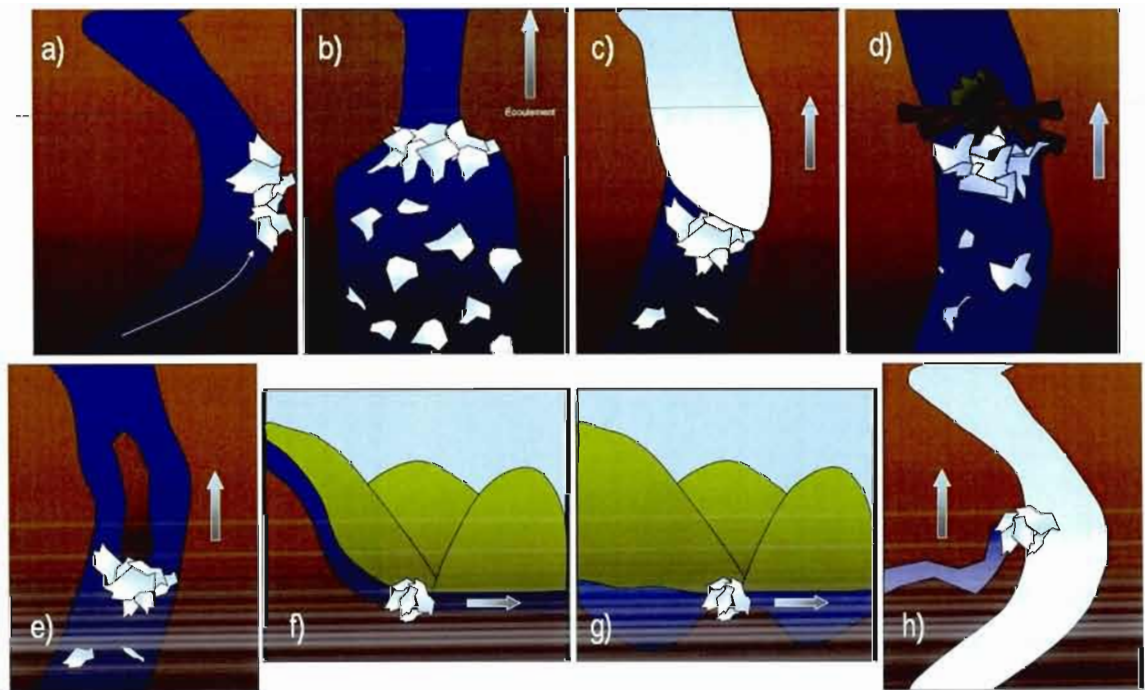
La présence d'un embâcle de bois, (Figure 1.11d) constitue le quatrième type d'obstacle naturel dans le chenal. Ces barrages empêchent l'évacuation des blocs de glace puisqu'ils peuvent couvrir une soit une portion, soit l'entièreté de la surface de l'eau. De plus, la présence d'arbres dans le chenal peut causer une accumulation de sédiments directement à l'amont de l'embâcle, ce qui peut contribuer à l'ancrage de blocs de glace.

Les bancs d'accumulation et les îlots dans le chenal sont un autre élément morphologique à considérer dans la formation d'embâcles (Pariset *et al.*, 1966). Les bancs et îlots forcent une division de l'écoulement, impliquant que pour chaque bras du chenal, la force motrice de l'eau est amoindrie. L'écoulement devenu moins compétent ne peut plus transporter les blocs de glace, qui seront donc déposés sur place. De plus, ces formes augmentent la rugosité du chenal et peuvent servir de point d'ancrage pour les blocs de glace (Figure 1.11e). Les haut-fonds augmentent aussi la rugosité (Figure 1.11g).

Le sixième élément morphologique est le changement de pente dans le chenal (Figure 1.11 f). La vitesse de l'écoulement est fonction de la friction entre l'eau et le chenal,

ainsi que de la pente (Knighton, 1998). Pour un même débit, la vitesse d'écoulement sera inférieure pour une pente moins prononcée. Les blocs de glace seront déposés si la pente est trop faible, pouvant mener à la formation d'un embâcle.

Le dernier élément à considérer est la présence de tributaires. Les cours d'eau secondaires se libèrent plus rapidement de leur glace en raison de leur pente généralement plus élevée et de leur plus petite taille. Une pente forte contribue à produire un écoulement plus turbulent plus apte à déloger les glaces (Michel, 1972 ; Ettema et Muste, 2001). Cette caractéristique peut par contre être contrecarrée si le tributaire se trouve en altitude plus élevée et donc dans un climat plus froid. Les blocs de glace transportés par les tributaires se heurtent à la confluence au couvert de glace toujours intact du chenal principal, causant un embâcle (Figure 1.11h).



**Figure 1.11: Facteurs morphologiques d'aggravation.**

a) Méandre ; b) Étranglement ; c) Couvert de glace pré-existant ; d) Embâcle ; e) Banc d'accumulation ; f) Haut fond ou seuil ; g) Rupture de pente ; h) Confluence  
©Suzan MacNider Taylor, 2010

L'analyse des facteurs de formation des embâcles de glace, qu'ils soient morphologiques ou hydro-climatiques, demande tout d'abord de déterminer l'occurrence des événements et ensuite leur localisation. Il n'existe aucune méthodologie standardisée pour y arriver, et il est possible que peu ou pas d'archives des événements survenus sur une rivière ne soient disponibles (Beltaos, 1983; 2008). En effet, bien qu'ils peuvent valider les résultats obtenus par d'autres méthodes, les rapports gouvernementaux et municipaux ainsi que les diverses sources historiques comme les journaux locaux ne présentent que les embâcles ayant causé des dommages ou ayant nécessité une intervention. Bien que ces événements soient importants, il est essentiel d'avoir une historique spatiale et temporelle le plus complet possible afin de pouvoir évaluer les conditions aggravantes morphologiques et hydro-climatiques. Il faut donc se tourner vers des indicateurs naturels situés aux premières loges pouvant donner l'historique des embâcles de leur environnement (Boucher *et al.*, en révision), les arbres riverains.

### 1.1.3. La dendrochronologie comme indicateur d'embâcles de glace

La dendrochronologie peut être définie comme étant « l'étude de cernes annuels qui vise à la reconstitution de l'évolution des arbres dans leur contexte climatique » (Mayer *et al.*, 2002 p.107), géomorphologique et écologique. Cette discipline scientifique peut être utilisée dans plusieurs contextes, puisque les arbres sont influencés non seulement par leurs conditions climatiques, mais aussi par l'ensemble des processus écologiques et géomorphologiques de leur environnement. Ainsi apparaît la discipline plus spécifique de la dendrogéomorphologie, qui s'intéresse à l'étude de processus géomorphologiques par les cernes d'arbres (Alestalo, 1971 ; Stoffel *et al.*, 2010).

Les impacts des blocs de glace sur les arbres riverains laissent des marques facilement identifiables. Des impacts ponctuels, par exemple par des blocs de pierre ou de la glace, peuvent endommager l'extérieur de l'arbre (Alestalo, 1971 ; Heikinnen, 1994) et causer des cicatrices distinctes (Shroder Jr, 1980) (Figure 1.12). Dans de tels cas, la réponse de l'arbre consiste généralement à produire du tissu calleux afin de recouvrir la blessure et limiter la possibilité d'infestation par les champignons et les insectes (Heikinnen, 1994 ; Stoffel et Bollschweiler, 2008). Éventuellement, la blessure peut être entièrement recouverte



(Heikinnen, 1994) et seule une ligne verticale apparaîtra à la surface de l'arbre (Smith et Reynolds, 1983) (Figure 1.13). Considérant la nature annuelle de la croissance des arbres, ces cicatrices sont donc un élément à partir desquelles des événements peuvent être datés grâce à la dendrochronologie. Celles-ci peuvent ensuite être utilisées pour déterminer la dynamique spatio-temporelle de la formation d'embâcles dans un tronçon de rivière. Avant de s'y attarder, il est essentiel de comprendre la structure interne des arbres et comment ils réagissent aux perturbations géomorphologiques.



**Figure 1.12: Impact de glace sur un arbre riverain**  
rivière Matane, 6 avril 2009  
*Photo : © Jérôme Dubé, 2009*



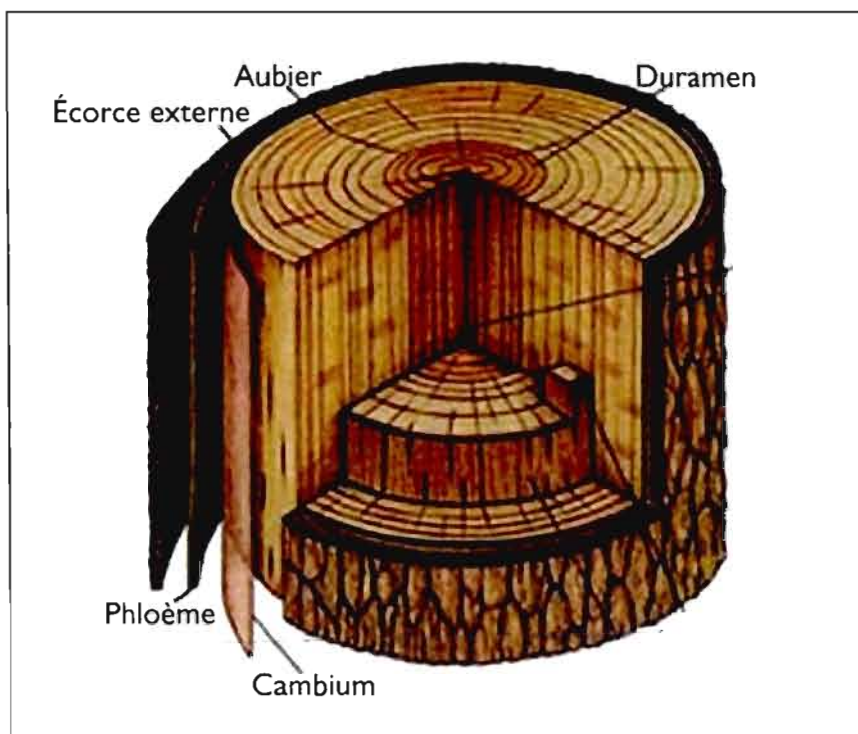


**Figure 1.13 : Cicatrices d'impact visibles sur un frêne noir.  
rivière Ouelle, été 2008**

**Photos : ©Laure-Éloïse Bergeron, 2008**

La structure interne des arbres se divise en cinq parties principales. De l'extérieur vers l'intérieur, ces cinq parties sont l'écorce externe, le phloème, le cambium, l'aubier et le duramen (SCF, 2009), illustrées à la Figure 1.14. La croissance radiale de l'arbre est attribuable aux divisions cellulaires dans le cambium (Campbell *et al.*, 2004). Dans les régions à climat tempéré froid comme le Bas-Saint-Laurent, cette croissance est limitée par la saisonnalité du climat et ne se produit que durant les périodes plus chaudes. Au cours des saisons froides, l'arbre tombe en saison de dormance et la division cellulaire cesse (Stoffel et Bollschweiler, 2008). Chez les conifères, la saison de croissance peut être divisée en deux étapes distinctes selon la température et l'humidité relative. Le résultat est la création d'un cerne annuel comportant une zone plus pâle de début de croissance et une zone plus tardive (Alestalo, 1971 ; Stoffel et Bollschweiler, 2008). Chez les feuillus, bien que la croissance radiale se fasse aussi de manière latérale, leur structure cellulaire différente fait en sorte que chez certaines espèces, les cernes annuels ne sont pas visibles (Heikinen, 1994 ; Shroder et

Bishop, 1995). Ainsi, il faut être prudent lors du choix des individus afin d'être en mesure de pouvoir dater les cicatrices d'impact.



**Figure 1.14: Structure interne de l'arbre**

Tirée et adaptée de <http://scf.rncan.gc.ca/nouvelles/492>

Il peut arriver que certains éléments perturbateurs, par exemple une sécheresse ou une infestation d'insectes, inhibent la croissance de l'arbre. Ceci peut mener à la création de doubles cernes pour une même année ou encore de cernes incomplets, dépendamment de la période d'arrivée et de retrait de l'élément perturbateur (Alestalo, 1971). Ceci peut complexifier la datation des cicatrices.

Plusieurs processus de versants ont été reconstitués grâce à la dendrogéomorphologie, notamment les avalanches (e.g. Boucher *et al.*, 2003 ; Dubé *et al.*, 2004 ; Butler et Sawyer, 2008), la dynamique des talus d'éboulis (Lafortune *et al.*, 1997), les

slushflows (Larocque *et al.*, 2001), ou encore les mouvements de masse (e.g. Stefanini, 2004). La dendrogéomorphologie est aussi applicable à la géomorphologie fluviale, notamment pour quantifier les inondations (Gottesfeld, 1996 ; Astrade et Bégin, 1997 ; St. George et Nielsen, 2000 ; St. George et Nielsen, 2002), la formation des plaines alluviales (Boucher *et al.*, 2006) ou encore la dynamique glacielle des lacs (Bégin, 2000). Certaines études se sont penchées sur l'impact des embâcles de glace sur la morphologie du chenal (Boucher *et al.*, 2009a) ainsi que sur la hauteur et la fréquence des embâcles de glace (Henoch, 1973 ; Smith et Reynolds, 1983 ; Tuthill, 2005). Les études reliées à la dynamique glacielle des rivières sont résumées dans le Tableau 1.1.

**Tableau 1.1: Résumé d'études dendrochronologiques portant sur la dynamique d'embâcles de glace**

Auteur	Objectif spécifique	Types d'échantillons	N (arbres) (échantillons)
Henoch (1973)	Hauteur et fréquence des événements	- Carottes	195
Smith et Reynolds (1983)	Hauteur et fréquence des événements	- Coins - Rondelles - Carottes	n/a
Smith (2003)	Hauteur et fréquence des événements	- Coins	≈66 (90)
Tuthill (2005)	Hauteur et fréquence des événements	- Identification visuelle	48
		- Rondelles	2
Boucher (2009)	Impact morphologique	- Rondelles ( ? )	n/a ( > 60 )
Boucher (2009)	Facteurs hydro-climatiques	- Rondelles	181 (888)
Taylor (en cours)	Dynamique spatio-temporelle des événements	- Identification visuelle	2083
		- Rondelles	60 (300)

D'autres causes de blessures sont les feux de forêts, les animaux, ainsi que les débris végétaux comme les troncs d'arbres. Certaines de ces cicatrices sont faciles à distinguer, notamment les cicatrices de feu par leur forme triangulaire et leur position à la base des arbres (Gutsell et Johnson, 1996). Dans le cas des débris de bois, Smith et Reynolds (1983)

mentionnent que leur forme plus arrondie et la faible concentration d'angles pointus **et** de côtés acérés comparativement aux blocs de glace diminue les possibilités de marquer les arbres efficacement. Et finalement, les impacts d'animaux sont facilement identifiables par la présence de traces de griffes et de dents sur les troncs (Smith et Reynolds, 1983), et sont généralement des phénomènes plus ponctuels. Dans l'environnement fluvial, la présence de cicatrices d'impact n'implique pas automatiquement un embâcle de glace. En effet, les cicatrices peuvent être causées simplement par un bloc de glace isolé flottant sans nécessairement qu'un embâcle se produise. Ainsi, pour s'assurer d'identifier adéquatement les années où un embâcle s'est produit, il est approprié d'utiliser un indice d'identification où est divisé, pour une même année, le nombre de cicatrices répertoriées par le nombre d'arbres vivants la même année (Boucher *et al.*, 2003).

À partir des années obtenues par cet indice, il est possible de déterminer les endroits favorables à la formation des embâcles de glace. De plus, si les données hydro-météorologiques sont disponibles, il est possible d'identifier les conditions hydro-météorologiques propices à la formation de ces embâcles.

## 1.2 OBJECTIFS DE RECHERCHE

L'objectif principal de la présente recherche est d'identifier les agents et les facteurs de formation des embâcles de glace selon les caractéristiques morphologiques du chenal dans un tronçon de la rivière Ouelle, dans une optique de prévision et de gestion du risque d'inondation par embâcle. Trois objectifs secondaires permettent de répondre au but principal :

- 1) Documenter la position et les années de formation des embâcles de glace dans un tronçon de la rivière Ouelle à l'aide de la datation dendrochronologique des cicatrices de glace sur les arbres riverains.
- 2) Déterminer les caractéristiques morphologiques du chenal propices à la formation des embâcles sur le tronçon à l'étude.
- 3) Identifier les conditions climatiques et hydro-météorologiques propices à la formation d'embâcles sur ce même tronçon de la rivière Ouelle, à partir de l'analyse de données climatiques, météorologiques et hydrologiques.

La Figure 1.15 montre le schéma conceptuel relié à ces objectifs ainsi qu'un résumé des méthodes utilisées.

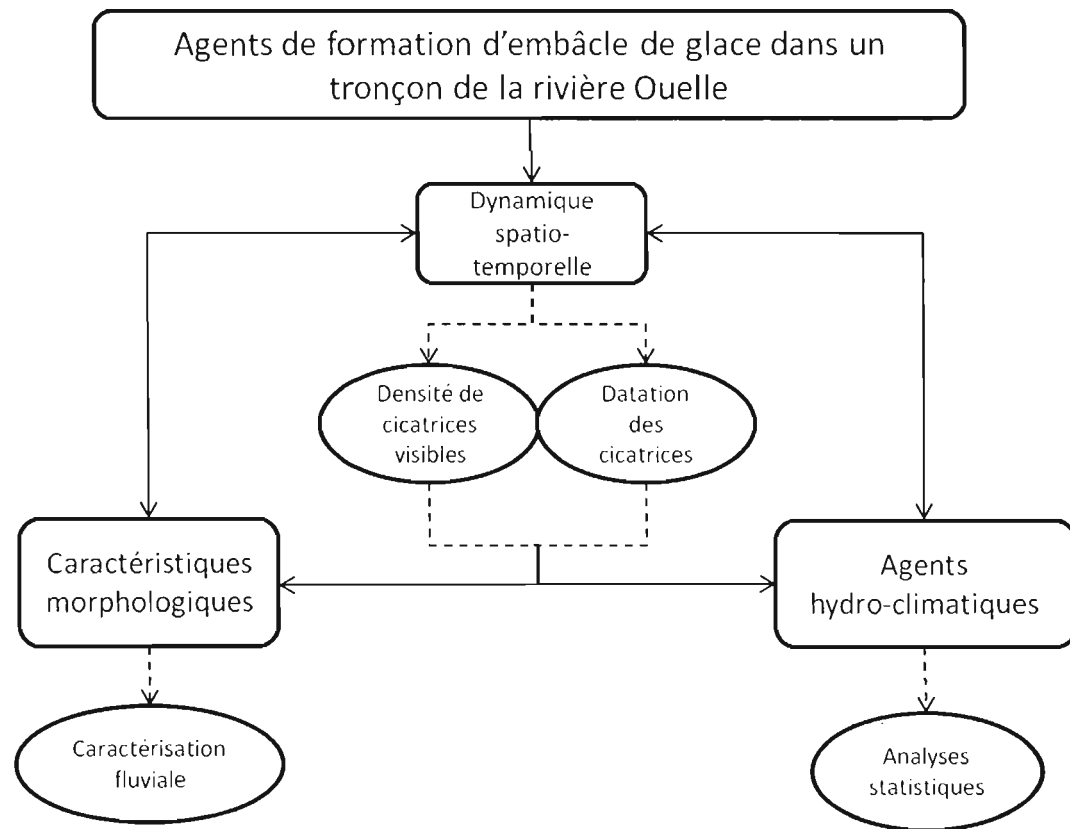


Figure 1.15 : Schématisation des objectifs de la recherche

### 1.3 MÉTHODOLOGIE

Cette section est dédiée à l'élaboration de la méthodologie utilisée pour rencontrer les objectifs de l'étude énoncés précédemment. La première partie décrit le secteur à l'étude. La deuxième section vise l'identification des agents morphologiques de formation d'embâcle. La troisième partie s'attarde sur les méthodes associées à l'identification des cicatrices glacielles, notamment par le repérage de cicatrices glacielles visibles et l'analyse dendrochronologique des cicatrices d'impact. Finalement, la quatrième section est axée sur l'identification des agents climatiques et hydro-météorologiques responsables des embâcles de glace.

#### 1.3.1 Description du site d'étude

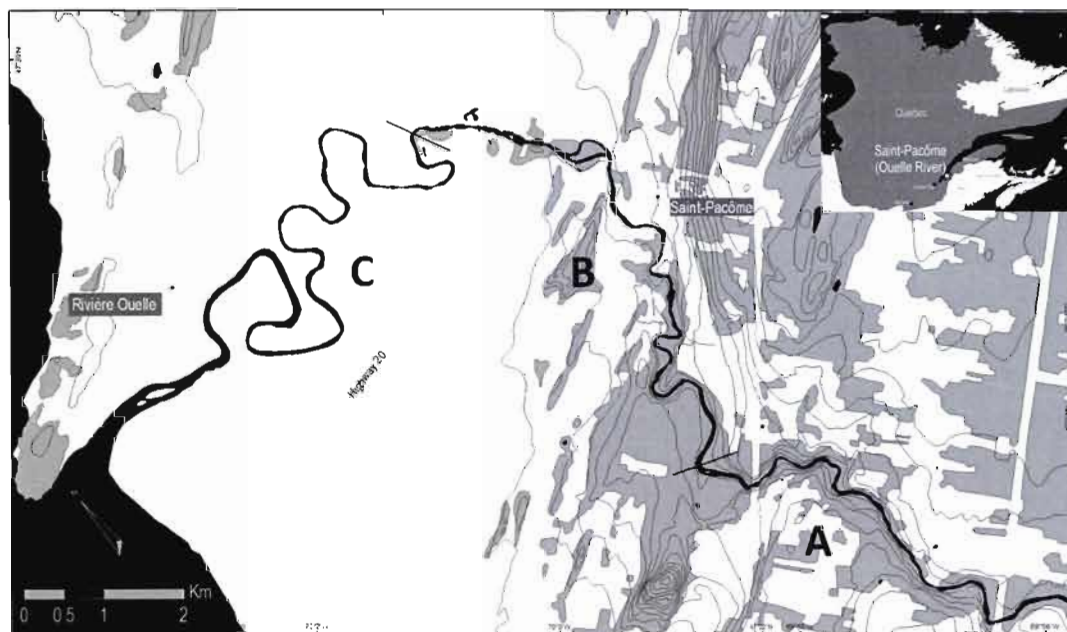
La rivière Ouelle est située dans le cœur du Bas-Saint-Laurent 150 kilomètres à l'est de la ville de Québec. Son bassin versant couvre une superficie de 795 km<sup>2</sup>. Prenant sa source dans le massif appalachien, elle continue sa course dans les Basses-Terres-du-Saint-Laurent jusqu'au fleuve Saint-Laurent. À la suite de la déglaciation vers 12 110 – 14342 cal. BC<sup>1</sup> (Chauvin *et al.*, 1985 ; Stuiver et Reimer, 1993), la région a connu une submersion marine allant jusqu'à 165 mètres d'altitude (Dionne, 1977). En deçà de cette altitude, les argiles de la mer de Goldthwait déposées vers 11 528 – 12 212 cal. BC ont une épaisseur estimée à 50 mètres (Dionne, 1988 ; Stuiver et Reimer, 1993 ; Dionne et Pfalzgraf, 2001).

Le tronçon à l'étude s'étend sur les 30 derniers kilomètres de la rivière et traverse les municipalités de Saint-Pacôme et de Rivière-Ouelle (Figure 1.16). Le village de Saint-Pacôme est régulièrement affecté par des embâcles de glace, comme celui de 2005 qui a bloqué l'artère principale de la municipalité, forcé l'évacuation d'une centaine de citoyens et causé pour plus de \$500 000 de dommages.

---

<sup>1</sup> Les dates calibrées ont été obtenues par l'utilisation du logiciel Calib 6.0, avec une incertitude d'âge de 250 ans et la base de données IntCal09. Les dates sont présentées avec un écart de deux écart-types.





**Figure 1.16: Localisation du site d'étude.**

**A) Linéaire; B) Transition ; C) À méandres**

**©Suzan MacNider Taylor, 2010**

Les températures moyennes de novembre à avril sont de  $-5^{\circ}\text{C}$ , avec des précipitations moyennes de 454 mm dont 63% en précipitations solides (Environnement Canada, 2009). En automne, les pics de crues de la rivière Ouelle sont générés par les précipitations. Les pics de crue les plus élevés surviennent à la mi-avril, associés à la combinaison de la fonte des neiges ainsi qu'aux précipitations liquides. Basée sur une période d'observation de 87 ans, le débit moyen est de  $15,8 \text{ m}^3/\text{s}$ , avec un minimum de  $0,1 \text{ m}^3/\text{s}$  et un maximum de  $427,0 \text{ m}^3/\text{s}$  (CEHQ, 2008a).

### 1.3.2. Identification des caractéristiques morphologiques de la rivière Ouelle

Dans la perspective d'identifier les caractéristiques morphologiques influençant la formation d'embâcles, nous avons considéré la largeur du cours d'eau, le confinement du chenal, la végétation riveraine, le style fluvial, la présence d'éléments ponctuels, la pente et les changements de pente. Ces éléments sont définis dans la littérature comme étant des éléments d'ancrage des embâcles de glace (Pariset *et al.*, 1966 ; Michel, 1972 ; Mackay et



Mackay, 1973 ; Wuebben et Gagnon, 1995 ; Belotaos, 1997b ; Ettema et Muste, 2001 ; Smith et Pearce, 2002). Le Tableau 1.2 présente les catégories principales et les sous-catégories de la fiche de caractérisation. La fiche détaillée comportant les classes des sous-catégories est disponible à l'annexe I du mémoire. Sur le terrain, un nouveau segment a été délimité par un point GPS dès qu'un changement sur plus de 10 mètres dans une des catégories était identifié.

**Tableau 1.2: Catégories et sous-catégories de la fiche de caractérisation fluviale**

Catégories principales	Sous-catégories
Largeur du cours d'eau	n/a
Rapport d'encaissement	n/a
Végétation	<ul style="list-style-type: none"> <li>• % d'obstruction au niveau plein-bord</li> <li>• Type</li> <li>• Essence prédominante (%)</li> </ul>
Style fluvial	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Style</li> <li>• Caractéristiques</li> <li>• Bancs d'accumulation</li> <li>• Caractéristiques des berges</li> </ul>
Perturbations ponctuelles	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Ponts</li> <li>• Tributaires</li> <li>• Granulométrie ponctuelle</li> <li>• Embâcles organiques</li> <li>• Accumulations</li> </ul>

Pour délimiter des zones homogènes selon les éléments pouvant influencer la formation des embâcles, le tronçon de la rivière à l'étude a fait l'objet d'une division en trois segments caractérisés par leur style fluvial. Cette division est basée sur la pente et la sinuosité ; cette dernière a été calculée en divisant la longueur totale de la rivière par la longueur en ligne droite de la vallée (Knighton 1998, p. 207). Ces valeurs ont été mesurées sur les orthophotographies de 2001.

En dressant le profil longitudinal, on peut localiser les ruptures de pente pouvant causer la formation d'embâcles, tel que mentionné par Mackay et Mackay. (1973). La

première méthode utilisée pour caractériser le profil longitudinal de la rivière consistait à utiliser les données topographiques à l'échelle de 1 : 15 000 disponibles dans le logiciel SoftMap. Les valeurs des courbes de niveau traversant la rivière ont été couplées à la distance à l'embouchure de chacune des intersections rivière-courbe topographique. Le profil obtenu fut suffisamment précis pour délimiter les trois sections, sur la base des changements de pente de plus d'un ordre de grandeur. Une deuxième méthode plus expérimentale a été utilisée pour préciser le profil afin d'identifier plus précisément les variations de pente propices pour la formation d'embâcles, ainsi que de valider les données de SoftMap. La méthode est basée sur l'utilisation d'un capteur de pression. Ces capteurs, de marque Hobo®, mesurent la pression atmosphérique selon une fréquence temporelle prédéterminée par l'utilisateur. Ces variations de pression peuvent ensuite être transposées en variations topographiques. Deux capteurs-témoins ont été utilisés pour mesurer les variations de pression à une localisation fixe, toujours à moins de 15 kilomètres de tout point de mesure. Sur le terrain, un troisième capteur synchrone aux deux témoins était déposé au niveau plein-bord aux changements de pente visible ou encore au début d'un échantillonnage d'arbres cicatrisés (voir section 1.3.2.1). Ainsi, les différences des mesures de pression entre les capteurs-témoins et le capteur-terrain ont été converties en différence d'altitude. Le niveau plein-bord était estimé visuellement, généralement basé sur les replats de bancs d'accumulation ou encore les laisses de débris. La fréquence d'échantillonnage était de 30 secondes, et le capteur témoin fut en tout temps laissé immobile un minimum de 90 secondes afin d'obtenir une mesure plus précise. Une localisation par GPS a été prise à chaque endroit où le témoin fut déposé. L'heure exacte fut aussi notée afin de coordonner les données du capteur terrain avec celles des capteurs témoins. La cartographie des points GPS a permis de calculer les distances à l'embouchure de chaque point d'échantillonnage. Ces données ont été combinées avec les différences de pression, permettant de faire un profil longitudinal relatif.

Les données indiquent que 1) le segment de l'embouchure jusqu'à 14 500 mètres à l'aval est considéré comme quasi plat à méandres avec une pente de 0,04% ; 2) de 14 500 mètres à 22 700 mètres, le segment constitue une zone de transition de style fluvial, avec une

penne moyenne de 0,51%. Le segment le plus à l'amont est linéaire à penne moyenne de 1,04% (Figure 1.16).

### 1.3.3 Cicatrices d'impact

#### 1.3.3.1 Cicatrices glacielles visibles

Smith (2003) et Tuthill (2005) indiquent que les cicatrices glacielles visibles peuvent être utilisées comme indice de présence d'embâcles de glace dans un tronçon de rivière. Un repérage des cicatrices glacielles visibles sur les arbres riverains a donc été effectué afin d'identifier les zones propices à la formation d'embâcles de glace, en formulant l'hypothèse qu'une densité de cicatrices glacielles visibles, mais de génération différente, à densité d'arbres égale, pourrait être associée à une plus haute propension à la formation d'embâcles de glace. Nous avons eu recours à une stratégie d'échantillonnage systématique par quotas. Pour la berge gauche et la berge droite, des bandes riveraines comprenant environ 30 arbres contenus dans le lit majeur de la rivière ont été échantillonnées. Plus de 98% des arbres recensés étaient à moins de 10 mètres de la berge. Chacun des groupes de 30 arbres étaient minimalement distancés de 250 mètres. La distance entre les bandes variait lorsque la sécurité des travailleurs était compromise, ou encore lorsque la précision des GPS était supérieure à 15 mètres. Afin de limiter l'échantillonnage uniquement aux arbres matures et donc enregistrant les cicatrices depuis une période de temps plus longue, les arbres à inclure dans les échantillons devaient avoir un diamètre à hauteur de poitrine (DHP) minimal de 6,5 centimètres, équivalent à une circonférence à hauteur de poitrine de 10 centimètres. De plus, seules les cicatrices d'origine clairement glacielle ont été répertoriées. Ainsi, les cicatrices liées à l'arrachage d'une branche, ou produites par des débris organiques toujours en place n'ont pas été répertoriées. En tout, 77 bandes riveraines de longueurs moyennes de 149 mètres ont été répertoriées, comportant en tout 2083 arbres cicatrisés.

La densité de cicatrices visibles par bande a été calculée en divisant le nombre total de cicatrices vues par la longueur de chaque bande. Ces valeurs ont été multipliées par 100 afin d'obtenir une densité de cicatrice visible par 100 mètres de berge. Les densités ont été classées par l'entremise de l'outil Classify d'ArcMap en trois catégories, soit faible, moyenne

et élevée. Pour chaque bande, la nature des berges (concave, convexe ou droite) a été notée ainsi que leur localisation selon les trois segments délimités, soit à méandre, linéaire ou transition.

Pour dresser le portrait de la végétation des bandes échantillonnées, six autres informations sur chacun des individus cicatrisés ont été recueillies lors de l'échantillonnage. Premièrement, chaque arbre a été localisé spatialement par GPS avec une précision minimale d'environ 15 mètres. Deuxièmement, les espèces ont été identifiées en se basant sur la Petite flore forestière du Québec (Rouleau, 1990). Troisièmement, le diamètre à hauteur de poitrine (DHP) a été mesuré à l'aide d'un gallon. Quatrièmement, la hauteur des cicatrices visibles par rapport au niveau plein-bord ont été estimées visuellement. Cinquièmement, la distance de l'arbre à la berge a été elle aussi estimée. Ces dernières estimations ont été faites par classe de 25 centimètres. Finalement, au moins une photographie a été prise par arbre cicatrisé. Ces photographies ont aussi été accompagnées de photographies de la végétation environnante afin de mieux caractériser l'environnement des arbres cicatrisés.

Pour vérifier la similitude dans les valeurs de densité, trois analyses statistiques ont été effectuées avec le logiciel SPSS. Les distributions de densité des cicatrices des tronçons a été comparée 1) entre les rives gauche et droite ; 2) entre les trois styles fluviaux et 3) entre les types de berge, soit linéaire, concave ou convexe. Puisque, pour les trois analyses, les distributions de densité de cicatrices ne comportaient pas le même nombre d'objets et n'étaient pas d'égale variance, le test de Kruskal-Wallis ( $p > 0,05$ ) a été préféré à l'ANOVA. Lorsque adéquat, les tests de Tamhane et de Dunnett T3 ont été effectués pour déterminer les distributions de densité statistiquement similaires.

La densité totale d'arbres par tronçon n'a pas été quantifiée. Les observations sur le terrain permettent d'affirmer qu'elle est *supérieure dans la portion amont du secteur d'étude*, et diminue dès que la rivière entre dans le secteur urbanisé et agricole dans la transition fluviale et la portion à méandres. Par contre, comme les résultats montrent bien qu'il y a une augmentation de la densité de cicatrices visibles vers l'aval malgré la diminution de la densité des arbres, impliquant que cette dernière n'est pas un biais important dans l'analyse.

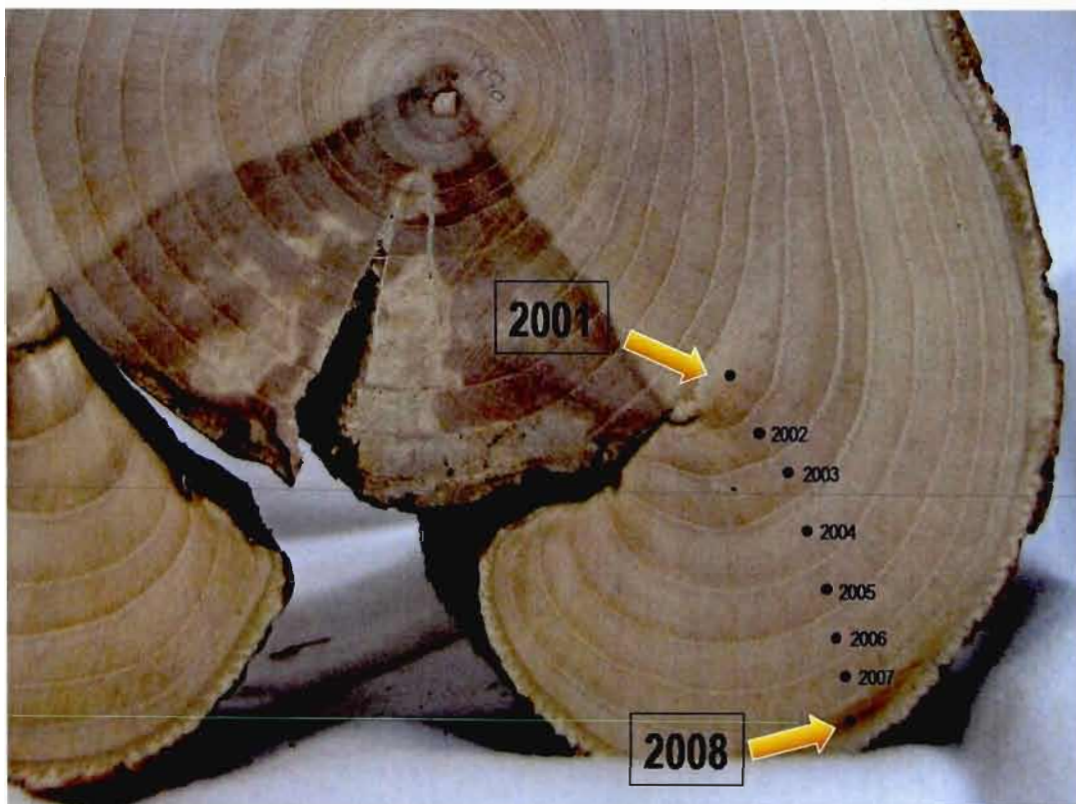
### 1.3.3.2. Dendrochronologie

Les cicatrices visibles n'indiquent que les événements les plus récents puisque les cernes annuels de croissance tendent à recouvrir progressivement les blessures sur le tronc des arbres (Smith, 2003). Dans l'optique de comparer la fréquence d'embâcles dans les trois sections à l'étude, plus de 250 sections transversales de tronc ont été récoltées sur 60 arbres différents. Dix de ces arbres étaient situés dans la section à méandres, 10 dans la section linéaire et 40 dans la zone de transition. Chaque propriétaire riverain a été identifié par l'entremise des cadastres municipaux et ensuite contacté pour obtenir une permission d'abattre des arbres sis sur leur terrain. Cette contrainte a été le plus important facteur limitant le nombre d'individus échantillonnés dans les sections à méandres et linéaire.

Seuls les arbres vivants avec un DHP minimal de 6,5 centimètres, comportant une cicatrice visible et situés dans la première bande de végétation arborée étaient considérés. L'espacement minimal entre les arbres échantillonnés était de cinq mètres pour éviter les impacts causés par un même bloc sur deux arbres voisins. Une rondelle a été coupée au centre de chaque cicatrice apparente. Des rondelles supplémentaires ont aussi été prélevées de manière à détecter toutes les cicatrices enfouies dans le tronc des arbres échantillonnés. Une rondelle a aussi été prise le plus près possible du collet de l'arbre afin d'estimer son âge. Nous n'avons échantillonné que des arbres d'espèces produisant des cernes annuels faciles à voir: le sapin baumier (*Abies balsamea*), l'épinette noire (*Picea mariana*), le thuya (*Thuja occidentalis*) et le frêne noir (*Fraxinus nigra*).

Les rondelles échantillonnées ont été mises à sécher pour une période d'un mois afin d'en faciliter le sablage. Ensuite, afin de retirer les marques de scie à chaîne, elles ont été sablées avec trois grains de papier : 40, 80 et 120. Les cicatrices d'impact ont été datées en dénombrant les cernes annuels de croissance sous une loupe binoculaire. Les impacts ont été datés par la datation du premier cerne annuel recouvrant chaque cicatrice. Par exemple, sur la Figure 1.17, le premier cerne complet recouvrant la cicatrice a été formé pendant la période de croissance (mai à août) de 2001. L'impact est donc daté de 2001, bien qu'il soit possible que l'impact ait eu lieu en novembre ou décembre 2000. Puisque les nouveaux cernes de croissance recouvrent les cicatrices de part et d'autre, une confirmation de la date obtenue a

été faite en datant les deux côtés de la cicatrice lorsque possible. L'âge des arbres fut estimé en comptant les cernes jusqu'à la moelle sur les rondelles échantillonnées à la base du tronc. Une vérification de la similarité des âges des arbres entre chacune des trois sections et donc du temps d'enregistrement a été analysée par un test de Kruskal-Wallis, avec un seuil de 0,05.



**Figure 1.17 : Méthode de datation des cicatrices d'impact**  
©Suzan MacNider Taylor, 2009

Il est essentiel de faire ressortir les événements d'embâcles ayant causé plusieurs cicatrices pour une même année versus les cicatrices causées par des blocs de glace isolés. Nous avons calculé un indice simple pour détecter de tels embâcles. L'indice a été appliqué à chacune des trois styles fluviaux de la rivière. La première étape est de calculer un indice absolu,  $I_{EA}$ , pour chacune des années à l'étude (Équation 1). En retirant les années où le résultat est zéro, la distribution résultante a été normalisée par une transformation

logarithmique. Dans la distribution normale, tous les estimateurs de tendance centrale sont égaux et représentatifs, rendant le choix d'utiliser la moyenne statistiquement correct. Ensuite, afin de pouvoir comparer entre elles les trois sections, les trois distributions ont été standardisées ( $I_{ES}$ ) (Figure 1.18). Toutes les années où l'indice est supérieur à la moyenne sont considérées comme des années où un embâcle s'est produit.

$$I_{EA} = \frac{n_{\text{arbres cicatrisés par section fluviale}}}{n_{\text{arbres vivants chaque année par section fluviale}}}$$

Équation 1 : Calcul de l'indice d'embâcles absolu ( $I_{EA}$ )

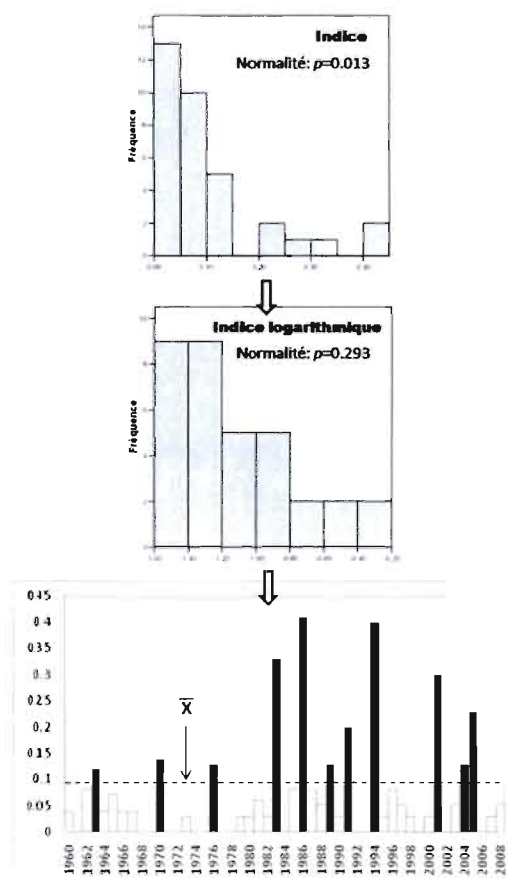


Figure 1.18 : Procédure d'identification d'événements d'embâcles



#### 1.3.4. Identification des facteurs climatiques et hydro-météorologiques

Deux échelles spatiales ont été considérées pour les analyses des conditions menant à la formation d'embâcles de glace sur la rivière Ouelle. La première traite des conditions climatiques à grande échelle comme El Nino, et la deuxième traite des données hydro-météorologiques. Les grandes oscillations atmosphériques influencent les conditions météorologiques locales (Ahrens, 2003) et doivent être considérés dans la formation d'embâcles. Puisque les embâcles de glace sont un phénomène spatialement ponctuel, il est essentiel de vérifier non seulement l'impact des conditions climatiques mais aussi celui des conditions hydro-météorologiques.

À l'échelle climatique, quatre grandes oscillations atmosphériques ont été considérées : 1) l'Oscillation Sud El Nino (ENSO), 2) l'Oscillation Arctique (AO), 3) l'Oscillation Pacifique Nord-Américaine (PNA) et 4) l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO). Ces oscillations sont reconnues comme influentes sur le climat de l'est du Canada (Ahrens, 2003 ; Sheridan, 2003 ; Assani *et al.*, 2008) et par conséquent sur le bassin versant de la rivière Ouelle. Boucher *et al.* (2009b) ont notamment montré l'influence de ces oscillations sur le type de débâcle du couvert de glace dans le Nord-du-Québec. Les indices de ces oscillations proviennent du site Internet du Climate Prediction Center des États-Unis<sup>2</sup>. Les données disponibles sont mensuelles à partir de 1950. Considérant l'historique de dragage et de drave sur la rivière Ouelle entre 1874 et 1958 (Thibault *et al.*, 1990 ; Grand'Maison, 2006), seules les données à partir de l'année 1960 ont été utilisées pour ces analyses. De plus, les données des mois de mai à octobre n'ont pas été prises en considération puisque l'intérêt est plutôt porté sur la période froide de novembre à avril. Pour chacune des trois sections et chacune des quatre oscillations, les valeurs moyennes mensuelles de l'indice pour la période froide des années où un embâcle s'est produit ont été comparées avec les valeurs où il n'y a pas eu d'embâcles. Considérant l'inégalité des variances, le nombre inégal d'observations entre les distributions et parfois leur non-normalité, cette comparaison a été effectuée par l'entremise du test de Kruskal-Wallis ( $p < 0,05$ ).

---

<sup>2</sup> <http://www.cpc.noaa.gov/>



L'analyse des données hydro-météorologiques considère des données climatiques et des données hydrologiques des stations localisées les plus près du site. Les données hydrologiques proviennent du Centre d'Expertise Hydrique du Québec (CEHQ) et représentent les débits moyens journaliers de 1960 à 2008. Les données météorologiques proviennent d'Environnement Canada<sup>3</sup>. La base de données jumelle les stations climatiques de La Pocatière (7054096) pour les années 1997 à 2008 et de La Pocatière (7054095) pour les années 1945 à 1996. Afin de garder une uniformité dans la base de données, uniquement les données quotidiennes ont été utilisées même si les données horaires étaient disponibles pour la station 7054096. Les variables utilisées pour les analyses sont les températures moyennes, les températures minimales, les températures maximales et les précipitations. La nature des précipitations pour la station 7054096 n'étant pas disponible, elle a été déterminée en fonction des températures minimales et maximales. Lorsque ces deux températures étaient inférieures à 0°C, les précipitations ont été considérées comme solides. Si l'écart des températures comprenait le point de congélation, l'Équation 2 fut utilisée pour déterminer la quantité de précipitations solides, en fonction du nombre d'heures où la température était inférieure à 0°C.

$$P_{solides} = \frac{H_{T_{max} < 0^{\circ}C} \times P_{totales}}{24}, \text{ où}$$

$P_{solides}$  = Quantité quotidienne de précipitations solides,  
 $H_{T_{max} < 0^{\circ}C}$  = Heures où la température maximale est inférieure à 0°C et  
 $P_{totales}$  = Quantité quotidienne totale de précipitations

**Équation 2 : Calcul de la quantité de précipitations solides lorsque l'écart journalier de températures comprend le point de congélation**

Les variables hydro-climatiques locales ont servi d'assise à la construction de la base de données utilisées pour l'analyse des conditions menant à la formation d'embâcles. Cette base peut être divisée en trois catégories majeures : les températures, les précipitations et le

---

<sup>3</sup> [http://www.climat.meteo.ec.gc.ca/Welcome\\_f.html](http://www.climat.meteo.ec.gc.ca/Welcome_f.html)

débit. La justification du choix de ces variables est présentée au Tableau 1.3. Plusieurs estimateurs ont été calculés à partir de ces trois catégories, en fonction de la forme des distributions et la nature des données. Ces estimateurs ont été calculés tout d'abord pour l'hiver calendaire, du 21 décembre au 21 mars. Comme la période froide ne se limite pas uniquement à cette période, deux autres périodes plus longues ont été établies. La première est une extension d'un mois de part et d'autre de l'hiver calendaire, donc du 21 novembre au 21 avril. La deuxième comprend les six mois de l'année où la température est plus régulièrement sous le point de congélation, du 1<sup>er</sup> novembre au 30 avril. Pour chacune des trois catégories, des données mensuelles ont aussi été calculées. Les 95 variables résultantes sont résumées dans le Tableau 1.4.

**Tableau 1.4 : Justification des choix de variables pour l'analyse hydro-climatique**

<b>Variable</b>	<b>Rôle dans la débâcle mécanique</b>	<b>Source</b>
Température	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Redoux hivernaux</li> <li>- Moteur de la nature des précipitations</li> <li>- Moteur de la fonte des neiges</li> <li>- Affecte l'épaisseur de glace</li> </ul>	Beltaos (2006) Prowse et Demuth. (1993) Prowse et Beltaos. (2002) Matousek (1990)
Pluie	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Augmentation du ruissellement</li> <li>- Augmentation du débit</li> </ul>	Prowse et Demuth. (1993) Shen (2003)
Neige	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Limite la désintégration du couvert de glace</li> <li>- Augmentation du débit à la fonte</li> </ul>	Prowse et Beltaos. (2002)
Débit	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Augmentation rapide = dislocation du couvert</li> <li>- Transport des blocs de glace vers l'aval</li> </ul>	Beltaos (2006) Beltaos (1997b) Matousek (1990) Prowse et Demuth. (1993)

Ce nombre très élevé de variables rend leur analyse particulièrement complexe et imprécise. L'utilisation de méthodes statistiques éprouvées pour identifier objectivement lesquelles de ces variables sont responsables de la formation des embâcles de glace est donc

tout à fait appropriée, puisque celles-ci permettent non seulement de résumer l'information recueillie, mais aussi de mieux comprendre le phénomène à l'étude et d'éventuellement faire des prédictions (Burt and Barber, 1996). Dans ce cas-ci, l'analyse en composantes principales (ACP) sera utilisée. L'ACP entre dans la grande famille des analyses factorielles. Contrairement aux analyses de dépendances telles l'ANOVA et la régression linéaire qui considèrent une des variables comme étant dépendante des autres, les analyses factorielles tentent plutôt de trouver une structure sous-jacente dans l'ensemble des variables explicatives (Hair Jr. *et al.*, 2006). Un premier objectif de l'ACP, une des analyses multivariées les plus utilisées (Quinn et Keough, 2002), est d'expliquer autant que possible la variabilité totale d'une base de données comportant plusieurs variables (Kleinbaum *et al.*, 1988) en définissant des groupes de ces variables fortement corrélées entre elles nommées composantes (Hair Jr. *et al.*, 2006). Le choix de l'ACP comme technique d'analyse est associé à l'hypothèse que l'absence de variation d'une variable ne peut influencer la formation d'un processus dynamique. Basé sur les composantes obtenues par l'analyse, le deuxième objectif de l'analyse est de réduire le nombre de variables originales en un nombre plus petit représentatif de la base de données de départ (Kleinbaum *et al.*, 1988 ; Quinn et Keough, 2002 ; Hair Jr. *et al.*, 2006), conséquemment plus facile à analyser. Ce nouveau groupe de variables peut subséquemment être utilisé pour d'autres analyses, notamment les divers types de régression (Kleinbaum *et al.*, 1988 ; Hair Jr. *et al.*, 2006). Ainsi, il s'agit d'une méthode appropriée pour réduire de façon représentative et significative le nombre de variables hydroclimatiques pour l'analyse de leur rôle dans la formation des embâcles sur la rivière Ouelle.

**Tableau 1.4 : Variables utilisées dans l'analyse des conditions hydro-climatiques de formation d'embâcles**

	Températures				Précipitations				Débit			
	Mensuel <sup>a</sup>	Hiver <sup>b</sup>	Hiver Étendu <sup>c</sup>	6 mois <sup>d</sup>	Mensuel	Hiver	Hiver Étendu	6 mois	Mensuel	Hiver	Hiver Étendu	6 mois
Moyenne	x	x	x	x	x	x	x	x				
Médiane									x	x	x	x
Moyenne des maximums		x	x	x					x	x	x	x
Moyenne des minimums		x	x	x					x	x	x	x
Maximum	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Minimum	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Écart-type	x	x	x	x					x	x	x	x
Total					x	x	x	x				

<sup>a</sup> Données mensuelles de novembre à avril

<sup>b</sup> Hiver du calendrier : 21 décembre au 21 mars

<sup>c</sup> 21 novembre au 21 avril

<sup>d</sup> 1<sup>er</sup> novembre au 30 avril

Des analyses en composantes principales ont été faites individuellement pour les trois catégories de variables. Ceci permet de rencontrer la condition d'utilisation stipulant que le ratio du nombre d'observations pour le nombre de variables utilisées soit de 10 pour un (Hair Jr. *et al.*, 2006). De plus, une rotation orthogonale VARIMAX a été appliquée aux résultats afin de faciliter l'interprétation des composantes. Les composantes retenues à la suite de la rotation sont celles ayant une valeur propre supérieure à un. L'identification des variables les plus représentatives de chaque composante a été basée sur les vecteurs propres entre les différentes variables de l'analyse et les composantes. Généralement, ce sont les variables avec un vecteur propre supérieur à 0,7 qui ont été retenues, ou, le cas échéant, celle(s)

comportant un vecteur significativement différent des autres. Les résultats de l'ACP peuvent être générés sous forme de scores factoriels, qui peuvent ensuite être utilisés pour des analyses subséquentes.

Ces scores ont été employés comme variables explicatives dans des régressions logistiques tentant d'identifier quels facteurs hydro-climatiques jouent un rôle prépondérant dans la formation des embâcles. La régression logistique est une analyse multivariée proposant plusieurs modèles linéaires permettant de prédire et d'identifier, dans ce cas-ci, les conditions hydro-climatiques menant à la formation d'un embâcle. Trois grands groupes d'analyses ont été effectuées: 1) sur les années où des embâcles ont eu lieu dans la zone de transition, 2) sur les années où des embâcles ont eu lieu dans les méandres et 3) sur l'ensemble des années où des embâcles ont eu lieu dans la transition et dans les méandres. Fractionner ainsi les analyses indiquera s'il y a une dynamique hydro-climatique spécifique à chacune des sections à l'étude, par exemple si les embâcles dans les méandres se produisent principalement lors de redoux hivernaux ou à la crue printanière.

Pour simplifier l'analyse, faciliter l'interprétation et assurer une meilleure robustesse aux résultats, 10 sous-groupes d'analyses ont été effectués : 1) avec les composantes reliées à l'ensemble des données hydro-climatiques sans précipitation, 2) avec toutes les composantes de température, 3) avec les composantes de tendance centrale des températures, 4) avec les composantes de dispersion des températures, 5) avec toutes les composantes reliées au débit, 6) avec les composantes liées aux tendances centrales de débit, 7) avec les composantes liées aux dispersions de débit, 8) avec les composantes liées aux précipitations tous types confondus, 9) avec les composantes liées à la neige et 10) avec les composantes liées à la pluie. En tout, 30 régressions logistiques ont été effectuées. Considérant que chaque régression logistique propose plusieurs modèles, le choix du modèle le plus approprié repose sur le pourcentage des prédictions exactes en fonction de la base de données et de la valeur du coefficient de détermination. Cette méthode est préconisée entre autres par les créateurs du logiciel SPSS, utilisé pour les analyses de ce mémoire.



## CHAPITRE 2

### AN ANALYSIS OF THE SPATIO-TEMPORAL DYNAMICS OF ICE JAMS IN A SMALL EASTERN CANADIAN RIVER USING DENDROCHRONOLOGY

#### 2.1 RÉSUMÉ ANGLAIS (ABSTRACT)

This study aims to identify hydrometeorological and morphological elements leading to jam instigation in a reach of the Ouelle river, eastern Canada. This site has been selected for its jamming frequency and severity affecting the municipality of Saint-Pacôme. The last major event occurred in 2005, causing for more than 500 000\$ in damages. Ice jam years have been identified by the dendrochronological dating of ice impact scars on 60 riparian trees, sampled in three geomorphically distinct river reaches : linear, meandering, and the transition between the two. Variables included in the analysis contain winter temperatures, precipitations and discharge. Logistical regressions have been used to determine the role of the hydrometeorological variables in jam instigation for the three river reaches. Results indicate that hydrometeorological conditions leading to jam instigation differ according to location in the fluvial system. In the meandering section, jamming is related to mid-winter thaws and El-Nino years. In the transition, where there is a sharp bend and a large central bar, jamming is related to rapid rises in discharge in the month of April. This emphasizes the need to consider spatio-temporal jam dynamics brought forth by the combination of hydrological and meteorological conditions in predicting and managing ice jams.

## 2.2 RÉSUMÉ DE L'ARTICLE – FRANÇAIS

L'objectif de la présente étude est d'identifier les agents hydro-météorologiques et les facteurs morphologiques menant à la formation des embâcles de glace dans un tronçon de la rivière Ouelle, au Québec. Les embâcles sont des événements récurrents dans cette rivière, et affectent particulièrement la petite municipalité de Saint-Pacôme. En guise d'exemple, l'embâcle d'avril 2005 a causé pour plus de 500 000\$ en dommages matériels. L'historique des événements d'embâcles a été retracé par la datation dendrochronologique des cicatrices d'impact glaciaire sur 60 arbres riverains, échantillonnés dans trois tronçons géomorphologiquement distincts de la rivière : à méandres à l'aval, linéaire à l'amont, ainsi que la transition fluviale entre les deux. L'utilisation de régressions logistiques a permis d'identifier les conditions menant à la formation des embâcles pour deux des trois segments. Les résultats indiquent que ces variables varient selon les sites. Dans la portion à méandres, les embâcles sont reliés non seulement à la morphologie de la rivière mais aussi à des redoux hivernaux, particulièrement lors d'années El Nino. Dans la transition, les embâcles sont plutôt liés à des augmentations rapides du débit au mois d'Avril, ainsi qu'à la présence d'un grand banc central. Ceci montre l'importance de considérer la dynamique spatio-temporelle des conditions hydro-météorologiques dans la prévision de la formation des embâcles de glace et la gestion du risque qui leur est associé.



## 2.3 AN ANALYSIS OF THE SPATIO-TEMPORAL DYNAMICS OF ICE JAMS USING DENDROCHRONOLOGY IN A SMALL EASTERN CANADIAN RIVER

### 2.3.1. Introduction

Since the beginning of the 20<sup>th</sup> century, the number of natural disasters is on the rise. Indeed, more and more people are affected by these disasters and the estimated annual damage caused is also following an uprising trend (EM-DAT, 2009). This increase can be attributed in part to climate change and its implications on extreme conditions, in interaction with the expansion of human occupation. Natural hazards can be categorized based on geomorphological units, such as coastal, hill, tectonic, glacial or fluvial hazards.

Flooding, the main hazard in the fluvial category, results primarily from four situations: slow accumulation of waters from rainfall and/or snowmelt, intense rainfall leading to flash flooding, dam leakage and collapses, and backflow due to woody debris or ice jamming. Ice jams, or “stationary accumulations of fragmented ice or frazil that restricts flow” (IAHR, 1986), are one of the most violent and dynamic fluvial processes in northern regions. Jamming not only controls channel geometry (Boucher *et al.*, 2009a), but can also cause serious damage to infrastructures such as bridges and dams, as well as impede hydroelectrical production and navigation (Beltaos, 1995). This major hazard occurs in various countries, notably Russia (e.g. Korytny and Kichigina, 2006), Poland (e.g. Cyberski *et al.*, 2006), China and Mongolia (e.g. Shouyu and Honglan, 2005), the United States (e.g. Daly and Vuyovich, 2007), and Canada (e.g. Beltaos *et al.*, 2006a).

In Canada, ice jamming is frequent in both winter and early spring, occurring in large rivers such as the Mackenzie and the Yukon, and also in smaller rivers. Some of these are notorious for their frequent jamming, for example the St-Jean River in New-Brunswick (Beltaos, 1996), or the Châteauguay (Leclerc *et al.*, 2007) and Ouelle rivers in Quebec. As an example, an ice jam of approximately 1 km in length and 2.5 meters in height formed on the whole width of the Ouelle river in 2005, in the heart of the small municipality of Saint-Pacôme. This jam flooded the main road for a full two days, and necessitated evacuation of more than 100 residents and caused for over 500 000\$ in immediate damage for the municipality.

Prediction of ice jam instigation, frequency and amplitude is an exceedingly difficult task, because many variables must be taken into consideration in modelling the phenomena (Ashton, 1986). Although many models have been proposed using empirical equations based on flume experiments and field data (e.g. Pariset *et al.*, 1966; Beltaos, 1993; Shen, 2000; Zufelt and Ettema, 2000; Healy and Hicks, 2006) and some studies have focused on the river morphology component of jam instigation (e.g. Mackay and Mackay, 1973; Beltaos, 1995; Ettema and Muste, 2001), there is still an obvious lack of knowledge not only on the preferential location of ice jamming but also on the hydroclimatological conditions leading to jamming. One of the main reasons for this situation is the unique combination of the four factors contributing to ice jam for every river system prone to jamming. These four major components are 1) available quantity of ice, 2) hydroclimatological conditions, 3) human infrastructures such as bridges and 4) river morphology. For any given river reach, these four components not only interact with each other, but are not necessarily present every year and do not affect instigation equally, greatly complexifying large scale prediction. For example, one catchment may experience severe cold temperatures leading to a high production of river ice but a slow rise in temperature enabling the ice cover to slowly deteriorate with no jamming, whereas another may experience milder winter temperatures but rapid rises in discharge come in April, leading to jamming.

However, reconstructing past events may help to understand spatio-temporal dynamics of jamming for a specific type of river reaches. Identification of past jamming events can be done through various historical sources. Most sources, notably local newspapers or governmental reports, cover only the damage-inducing events where intervention was necessary. In such a situation, natural indicators such as impact scars on riparian trees offer the most potential for reconstructing the history of jamming. Dendrogeomorphology is a fast growing sub branch of geomorphology that has been used successfully in dating processes such as avalanches (Boucher *et al.*, 2003; Butler and Sawyer, 2008), slushflows (Larocque *et al.*, 2001), scree slope dynamics (Lafortune *et al.*, 1997), landslides (Stefanini, 2004), and flooding (Gottesfeld, 1996; Astrade and Bégin, 1997; St. George and Nielsen, 2000). Dendrochronological information has also been used in regards to ice jamming for identification of jam height and frequency (Henoch, 1973; Smith et

Reynolds, 1983), recurrence rates (Smith, 2003), timing and severity (Tuthill, 2005) and hydroclimatological conditions of mechanical breakups (Boucher *et al.*, 2009b).

Ice jam spatio-temporal dynamics have never been investigated in detail for small rivers. This study uses dendrochronological dating of ice scars in order to 1) determine the spatio-temporal locations of ice jams in a specific reach of the Ouelle River; 2) statistically detect favourable hydroclimatological conditions for ice jam instigation in the river reach and 3) identify preferential jamming location in the specified river reach.

### 2.3.2 Study site

The Ouelle River's 795 km<sup>2</sup> catchment is located in the province of Quebec, Eastern Canada, at approximately 450 km east of the city of Montreal (Figure 2.1)<sup>4</sup>. The river flows from south to north from the Appalachian ridge to the Saint-Lawrence lowlands and ends its course in the Saint-Lawrence River. In the lowlands, the river runs through silt deposits inherited from the Goldthwaith sea invasion around 11 870 cal. BC (Dionne, 1988; Dionne and Pfalzgraf, 2001).

Average annual temperature in the catchment is 4.3°C, which falls to -5.0°C for the cold season ranging from November to April. Snowfall and rainfall, for November to April, are respectively of 286 cm and 168 mm (Environment Canada, 2009). Average annual discharge of the river is 15.8m<sup>3</sup>/s, although annual values can range between 0.1 m<sup>3</sup>/s and 427.0 m<sup>3</sup>/s (CEHQ, 2008). Variations in discharge are solely based on precipitations and snowmelt, as no major regulation works are currently installed in the system. Peaks in discharge for this natural regime are usually reached in fall and early spring.

The study reach encompasses the last 30 downstream kilometres of the Ouelle River, which features three geomorphologically distinct sections (Figure 2.1). As the river flows from the upstream linear high-sloped from an altitude of 130m section to the downstream meandering flat section to sea level, physical characteristics such as width, confinement and sinuosity, adjusts to its new setting (Tableau 2.1). Furthermore, the riparian vegetation also follows these changes along the river reach, being mainly composed of conifers in the

---

<sup>4</sup> Les figures et tableaux ont été mis à la fin de cette section afin de respecter la mise en page requise pour la soumission de l'article.

upstream section and deciduous trees in the downstream section, (Figure 2.2) possibly reflecting different ages and intensity of settlement along with varying soil types. Land use in proximity of the river banks also changes from mainly forested to residential to agricultural, reflecting the downstream flattening of the slope.

The river runs through the village of Saint-Pacôme and the village of Rivière Ouelle in the downstream section, and is crossed by the transcanadian Highway 20 (Figure 2.1). Ice jam flooding is frequent in the village of Saint-Pacôme. Log-driving was a frequent activity on the river prior to 1958. This necessitated dredging of some morphologically heterogeneous sections, as well as the installation of locks to facilitate flow management.

### 2.3.3 Methods

#### 2.3.3.1 Ice-scar and tree-ring data

Two methods were used to obtain information on the ice-scarred trees along the river. The first method compiled visible tree scars along the study reach. This allowed for the characterization of riparian vegetation as well as identifying visible scars and calculating a scar density (VSD). VSD can be used as a preliminary variable to identify preferential jamming location. Considering that identification of all scars is an exceedingly time-consuming process, a semi-systematic sampling strategy was implemented for visible scar sampling along the 30-km reach. Segments containing approximately 30 scarred trees were sampled, each segment distanced of 250 meters with the previous. Each scarred tree was GPS-located and characterized (species, diameter at chest height (DBH), number of visible scars, distance from bank, scar height). Overall, 2871 scars were sampled on 2092 trees in 36 and 41 strips on the right and left banks, respectively. For each strip the VSD was calculated, using the number of visible scars divided by the distance in meters between the first and last tree of the strip. Values were multiplied by 100 in order to estimate VSD for every 100 meters. The VSD does not consider tree or vegetation density, since not all trees were scarred and only scarred trees with a diameter superior to 6.5 centimetres were sampled.

The second method consisted of obtaining cross-sectional tree disks in order to 1) identify older and completely healed scars and 2) date jamming events and identify preferential jamming locations. Three reaches were selected for dating of scars, based on visual observations of past jamming events, location in the system, access restrictions and land owner's authorization for felling trees. The upstream reach is as, following selection criteria, as close as possible to the linear section of the river. The middle reach is located in the transition section and the downstream reach is located in the upstream of the meandering section, where trees were sufficient for sampling (Figure 2.1).

Trees selected for dendrochronological analysis had visible scarring, a minimal diameter of 6.5 cm, were located in the first line of arborescent vegetation and were minimally separated by 5 meters from each other. This last criterion allowed limiting the possibility of two trees being impacted by the same block of ice, as well as spatially enlarging the sampling site. Preferred species, based on availability and growth ring clarity, were ash, thuya, fir and spruce. As tree cross-sections were used in order to obtain the most accurate record as possible, the number of felled trees was limited due to ecological reasons and permissions obtained from concerned land owners. Cross-sections were sanded with three grades of paper, a minimum for obtaining clear growth rings. Dating of scars was obtained with a binocular lens by counting manually from the last growth ring.

For all three sampling sections, a jamming index for each year was calculated by dividing the number of scarred trees by the number of living trees for a given year. After a log transformation for normalization of index distributions, all indexes above the average were considered to be jamming events. The purpose of this index is to eliminate punctual sources of scarring such as woody debris or isolated ice floes. Indexes and thresholds for identifying events are frequent in dendrogeomorphological studies (e.g. Boucher *et al.*, 2003; Boucher *et al.*, 2009b).

#### 2.3.3.2 Climatological and hydrological data

Analysis of climatic data was made at the continental and regional scales. Large scale climatic data encompasses several regional meteorological factors and is hence a way to simplistically perform a multivariable analysis. Four major large scale atmospheric

oscillations have been identified as influential on regional scale climate: El Niño and South Oscillation (ENSO), Arctic Oscillation (AO), Pacific North-American (PNA) and the North Atlantic Oscillation (NAO) (Ahrens, 2003; Sheridan, 2003; Assani *et al.*, 2008). Annual data for these oscillations was obtained on the National Weather Service Climate Prediction Center (US) website.

At the regional scale, discharge, temperatures and precipitations were considered in order to explain the occurrences of ice jams in the study reaches. Discharge data for the Ouelle river was obtained via the Centre d'Expertise Hydrique du Québec (CEHQ) website. Meteorological data was obtained from Environment Canada's website, with data from station 7054095 for years 1960 to 1996 and station 7054096 (OMM71713) for 1997 to 2008. Daily measurements were available for both data sets. Considering that hydro-meteorological conditions leading to ice production and jam instigation is not limited to the classic calendar winter, four different timescales were used in the analysis: 1) monthly ranging from November to April; 2) calendar winter (21<sup>st</sup> of December to 21<sup>st</sup> of March); 3) "extended" winter (21<sup>st</sup> of November to 21<sup>st</sup> of April) and 4) six months cold period (1<sup>st</sup> of November to 30<sup>th</sup> of April). From the meteorological data and the defined timescales, 95 variables were derived (Tableau 2.2). A principal components analysis (PCA) was performed with Varimax rotation following a log transformation for non-normally distributed variables to reduce the data set to the most significant variables. From the components, a binary logistic regression was carried out with absence / presence of ice jam per year as the dependent variable. Analyses were made on data ranging from 1960, 10 years after log-driving stopped and related apparatus was removed and the flow returned to a natural dynamic.

## 2.3.4 Results

### 2.3.4.1 Ice scars

Figure 2.3 shows the spatial variability of VSD coupled with the river long profile. The general tendency is for a higher VSD towards the river mouth on both the left and right banks. Peaks in VSD occur at the limits between river styles and where there is a flattening of the river slope (circa 18 km and 17 km from river mouth).

2.3 illustrates VSD characteristics. The median VSD value (given in scars per 100 meters) of 14.8 for both banks is significantly lower ( $\chi^2_{\text{KW}} = 19.695$ ;  $p = 0.000$ ) in the upstream section of the river ( $> 22\,300$  m from river mouth) than the transitional (VSD = 30.9) and meandering sections (VSD = 58.8) (Figure 2.4). This distinction can also be attributed to a difference in standard deviation, which ranges from 0.154 for the linear style to 0.277 for the meandering style. Median values are 24.5 and 20.4 for the left and right bank respectively, which has a higher variability in visible scar density (Figure 2.4a). Although densities are not in sync on the left and right bank, a t-test reveals that they are statistically similar for the left and right bank ( $t = 0.352$ ;  $p = 0.726$ ). Furthermore, visible scar densities on concave, convex and straight banks are similar with no regards to their location in the three morphological sections ( $\chi^2$  in Kruskal-Wallis ( $\chi^2_{\text{KW}} = 1.948$ ;  $p = 0.378$ ), although the median value for the straight banks is higher at 33.0 compared to 20.3 for concave banks and 22.8 for convex banks (Tableau 2.3 and Figure 2. 4). With  $p$  values all superior to 0.05, left and right bank densities do not differ when classified by bank type (Left bank :  $\chi^2_{\text{KW}} = 1.205$ ;  $p = 0.547$ . Right bank:  $\chi^2_{\text{KW}} = 0.798$ ;  $p = 0.651$ ).

Figure 2.5 and Figure 2.6 present the results for the identification of jam event years for the three sampled river reaches. In the upstream linear section, median tree establishment year is 1951. In this section, there are eight years where scarring has occurred. Out of these years only three jamming events were identified (2001, 2005 and 2007). The small number of events in this section makes it unsuitable for consideration in further statistical analyses.

In the transitional section, median tree establishment year is 1948. Scarring has been identified in 34 distinct years. The first of the 16 identified jamming events took place in 1962. Other events took place in 1963, 1970, 1976, 1983, 1985, 1986, 1987, 1989, 1991, 1994, 1996, 2001, 2004, 2005 and 2008. 38% of these events have occurred in the same years than events in the meandering section. The return interval in the transitional section for the period ranging from 1962 to 1986 is of one event every 3.7 years, and of 2.4 years for the 1987 to 2008 period. When considering the 1960 to 2008 period, the return interval is of one event every 4.3 years in the transitional section.

Median tree establishment year for the meandering section is 1986. There are 21 distinct years where scarring of trees has occurred. Eleven jamming events have been

identified in the meandering section, with the earliest occurring in 1987. Return interval of events in the meandering section is every 2 years, based on the observation period ranging from 1987 to 2008.

Two of the events in the linear section (2001, 2005) occurred in the same years than events in the transitional section. Furthermore, 55% of the events in the meanders occurred simultaneously in the transitional section (1987, 1991, 1994, 2004, 2005, and 2008). Five events occurred in the meanders while no significant scarring occurred in the transitional section (Figure 2.6).

#### 2.3.4.2 Large-scale oscillations

Figure 2.7 and Tableau 2-4 illustrate the standardised large-scale oscillation values divided per dendrochronological sampling section and by absence or presence of an ice jamming event. Statistical results indicate no significant differences in values for the Pacific North Atlantic (PNA) oscillation in all three sampling section combinations when comparing values for years with events and years without events ( $t = 0.021$ ;  $p = 0.983$ ). In the meandering section, Arctic Oscillation (AO) values are significantly different between years without and with events ( $t = -3.778$ ,  $p = 0.000$ ). This difference could be attributed to the median values higher in the years with jamming (0.46 versus -0.25). The difference can also be attributed to the shorter range of AO values in those same years (5.15 versus 7.26). El Nino Southern Oscillation (ENSO) values are also significantly different between jam years and non-jam years in the meander section ( $t = 3.491$ ,  $p = 0.001$ ), with a median value higher in jam years (0.30 versus -0.20) and different ranges, which is 1.7 times smaller in the jam years. There is also a significant difference ( $t = -3.778$ ;  $p = 0.000$ ) in North Atlantic Oscillation (NAO) values in the meandering section when considering jam event years and non-jam event years. In the transitional section, there are no significant differences between values of all large-scale oscillations (NAO:  $t = -1.034$ ;  $p = 0.302$ , ENSO:  $t = 1.139$ ;  $p = 0.255$ , AO:  $t = 0.122$ ;  $p = 0.903$ ). Furthermore, when comparing event and non-event years with no regards to sampling section, a significant difference occurs only in the NAO values ( $t = 0.269$ ,  $p = 0.019$ ).



#### 2.3.4.3 Specific hydro-meteorological variables

The three principal components analysis (PCA) narrowed the original 95 regional hydro-climatological variables down to 27 components, detailed in Tableau 2.5. There are six components related to precipitations, nine related to temperature dispersion, three to temperature central tendencies, three related to discharge central tendencies and finally six components related to discharge dispersion. The lowest total variance of the original variables explained by the obtained components is 69.33%, indicating a good representation of the original database.

From these components used as the dependant variables and the jam event years versus the years with no jamming events as the independent variable, the logistic regression models with the highest correct prediction rates and  $R^2$  are described in Tableau 2.6. There is a striking dissimilarity between the explanatory factors between the meandering and transitional section. Indeed, for the transitional section only, ice jam formations are related positively to spring (March and April) precipitations ( $\beta = 4.83$ ). This model has a correct percentage of prediction of 90.48% and a  $R^2$  of 0.73. The second model with the highest correct prediction rate at 83.67% pinpoints lower winter temperatures ( $\beta = -1.34$ ) and a rapid rise in April temperatures ( $\beta = 1.73$ ) for jam instigation. Although its'  $R^2$  value is lower, this model is considered more significant than the one pertaining to discharge ( $R^2 = 0.51$ , correct prediction rate 76.74%) because of its higher prediction rate. All other models present low  $R^2$  values ( $< 0.60$ ), and lower correct prediction rates ( $< 80\%$ ).

For the meandering section only, jam events are related to mid-winter temperature variations ( $\beta = 2.82$  and  $2.51$ ), with a correct percentage of prediction of 90.70% and a  $R^2$  of 0.71. Jamming is also strongly linked (85.71% of correct prediction) to April maximum punctual temperatures ( $\beta=0.33$ ). April discharge dispersion is also an important contributor to jam formation with a 69.77% prediction rate (positive slope of  $\beta=69.77$ ), although its'  $R^2$  value is relatively low at 0.45. All other models have much lower  $R^2$  values. Contrarily to the transitional section, there were no significant models to be found with precipitations as included variables.

When both river sections are considered, the most appropriate model presents a 97.67% correct prediction rate, with discharge variations in April as the key element in jam

instigation ( $\beta = 3.92$ ). April discharge values is a recurrent included variable in many models and no other specific monthly parameter is included in any of the models when both river sections are considered.

## 2.3.5 Discussion

### 2.3.5.1 Visible Scar Density vs Dendrochronology

VSD was used as a surrogate to determine preferential locations of recent ice jamming events, even though the VSD does not integrate total tree density. Indeed, tree density is significantly lower in the meandering section and downstream of the transitional section because of land use. If VSD was directly related to tree density, it would be expected that VSD would be lower in the downstream sections.

Dendrochronological data obtained from tree cross-sections gives a more complete historical record of possible jamming events, as it enables to find completely healed and covered thus older ice scars. When used as an indicator in preferential jamming locations, differences in VSD and dendrochronological record of scarring can be due to a wide variety of morphological factors, since many environmental factors influence tree growth (Bräker, 2002). Some of these are tidal influences on water levels and riparian vegetation establishment, height of vegetation from bankfull level, abundance of shrubs which may act as a protective screen for fully mature trees and also human disturbances on vegetation. It must be stressed that even though the tree-ring ice jam record is more complete than if it had only been done through historical sources such as local newspapers or municipally archives, it is minimal since only “extreme” events are recorded by the riparian vegetation, especially where vegetation is higher than bankfull stage.

There are many causes of riparian vegetation scarring, ranging from fire to animals and woody debris. Fire scars are easily identified by their triangle shapes and location which is usually on the base of the tree (Gutsell and Johnson, 1996). Woody debris is quite rare on the Ouelle river when compared to other Canadian or American rivers (Gottesfeld, 1996), and should be considered only a minor source of scarring, such as animal related scars. For example, an extreme flood not related to ice jamming occurred on the Ouelle river in August 1981, where residents heard the rumbling of large boulders and large woody debris being

transported by the river. This flood event was not identified in the dendrochronological data, indicating that the jam identification method was adequate.

The absence of events in the meandering section can be linked to the median tree establishment, which was 30 years ago for this section comparatively to 50 for the transitional section. It thus cannot be said that ice jams were never instigated in the meandering section before 1986, since this corresponds to the median tree establishment year. Furthermore, the absence of events in the meandering section and the scarcity of events in the transitional section before 1987 can be linked to dredging in the log-driving period, before 1950, as well as the straightening of the channel in order to build the highway. Dredging and straightening contribute to increase the channel slope and reduce channel heterogeneity (Talbot and Lapointe, 2002; Brierley et Fryirs, 2005), thus facilitating evacuation of logs and ice blocks. Tuthill *et al.* (2005) have encountered the same phenomenon on the Grasse River in the state of New York. When “maintenance” in the channel is stopped, deposition of sediments and bars start to reappear in the channel, creating obstacles which impedes evacuation of ice blocks. In the meandering section, it could be argued that some channel maintenance has been done until around 1980 in order to facilitate snow melt evacuation and thus lengthen the cultivation period.

It can be hazardous to determine return intervals with tree-ring dated impact scars. Older trees, which might contain longer records of events, are not as present than younger trees, biasing the results by showing a larger proportion of more recent events. It can be said, considering the median tree establishment year of 1951 and the earliest event identified in 2001, that ice jams are recent in the upstream linear section.

#### 2.3.5.2 Ice jam instigation factors

Analyses of hydrometeorological data indicate that ice jam instigation dynamics differ in the transitional section from the meandering section. The large-scale oscillation data reveals distinction between jam event years and non-event years in the meandering section. This indicates that ice jams in the meandering section are susceptible mainly to hydroclimatic factors of instigation. Higher standardised values of all three differing oscillations (NAO, AO and ENSO) implies in average warmer winters. It could also reflect average and colder

temperatures, but with mid-winter thaws. Mid-winter thaws are characterized by a brief period of time, usually around 24 hours, where the temperatures exceed freezing point. If raining should occur during the thaw, the combined effect of rain and rapid snowmelt will cause a rapid increase in discharge. In turn, this increase will add pressure on the slightly weakened ice cover, which can eventually break up into large pieces. This type of break-up, usually referred to as mechanical, is the first step leading to ice jamming further downstream (Beltaos, 1997a). The mid-winter thaw dynamics are suggested by the regional scale hydroclimatological variables, where the most compelling logistic regression model indicates that variability in January and February temperatures explain most adequately the presence or absence of ice jams. Higher variations in temperatures during this period might bring on severe mid-winter thaws. Other models point more towards spring jamming, which could easily be linked to events simultaneous to those in the transitional section. NAO oscillation values also differ when compared with no regards to sampling section, revealing the simultaneous nature and intrinsic links between river systems.

Considering the lack of significant differences between large-scale oscillations values and logistic regression results, ice jam instigation dynamics in the transitional section can be linked more easily to the river's morphology. Although it is impossible to pinpoint one specific location for ice jams, it is understood that some morphological features such as bends and mid-channel bars are more conducive to jam formation (Beltaos, 1997b; Smith and Pearce, 2002). Indeed, the most compelling model indicates that spring rainfall explain more adequately the presence or absence of jams in this reach. This denotes not only a rarity in mid-winter jamming, but also that one of the main processes in instigating jamming in this reach is the rapid increase in spring discharge caused by rainfall and indirectly snowmelt waters, and no other hydroclimatological variables. Other models mark the importance of winter temperatures in the formation of the sufficiently thick and strong ice cover necessary for jam formation. Indeed, other significant models show that low temperatures, which are essential for the formation and constant straightening of river ice, are a key feature in jam instigation. Models also illustrate the importance of higher temperatures in April, where temperatures above freezing point may induce rain and thus rapid increases in discharge. The reach is at the downstream portion of a Holocene-inherited alluvial fan (Buffin-Bélanger and

Hétu, 2008), where the presence of a large vegetated central bar and other major accumulations slightly downstream near the TransCanada Highway 20 (Figure 2.1 and Figure 2.3) indicate that this is a major deposition zone with a change of slope. It can be inferred that ice blocks, like sediment, will have a tendency to be deposited here aided by the sharp bend just upstream of the bar and the reduced velocity of the water due to the slope change. This is in accordance with Mackay and Mackay's (1973) observations that slope and bends are important morphological features in jam instigation.

Jams occurring in both sections are most probably not in sync, but rather simultaneous. Jamming occurs first in the transitional section, and the jam then slowly releases because of high discharge caused by snowmelt or simply by melting in place. If the released ice floes encounter other obstacle or a rigid ice cover, jamming can then occur once again lower downstream (Beltaos, 2008). Furthermore, very little jamming occurs in the upstream because of higher slopes which enables clearing of the ice, and a much lower volume of available ice.

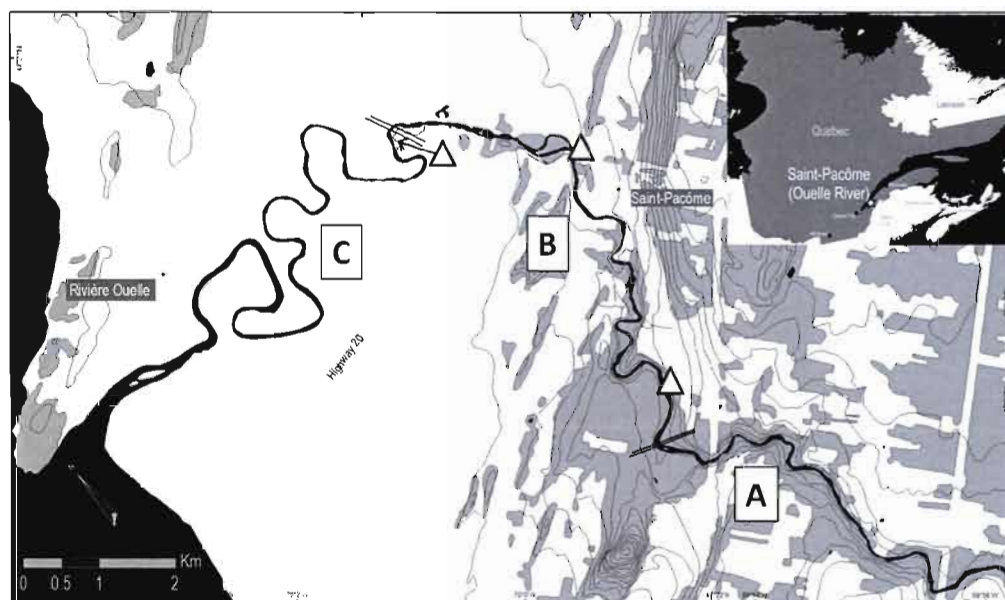
### 2.3.6 Conclusion

Ice jams are dynamic and violent river ice processes that can cause severe damages. Due to the multiple variables, prediction of jamming events is a difficult task. Two distinct causes of jamming have been pinpointed for the Ouelle river. In the downstream meandering section, jams take place mainly due to mid-winter thaws. In the fluvial transition, jamming can be related to high spring discharges but mostly to the abrupt lessening of slope and the presence of a central bar. Severe jamming in the transitional section can cause jamming downstream in the meandering section. Jamming rarely occurs in the upstream linear section of the river, although results indicate that events have started to occur in the past decade. Further investigations could provide valuable information on ice jam dynamics in other rivers.

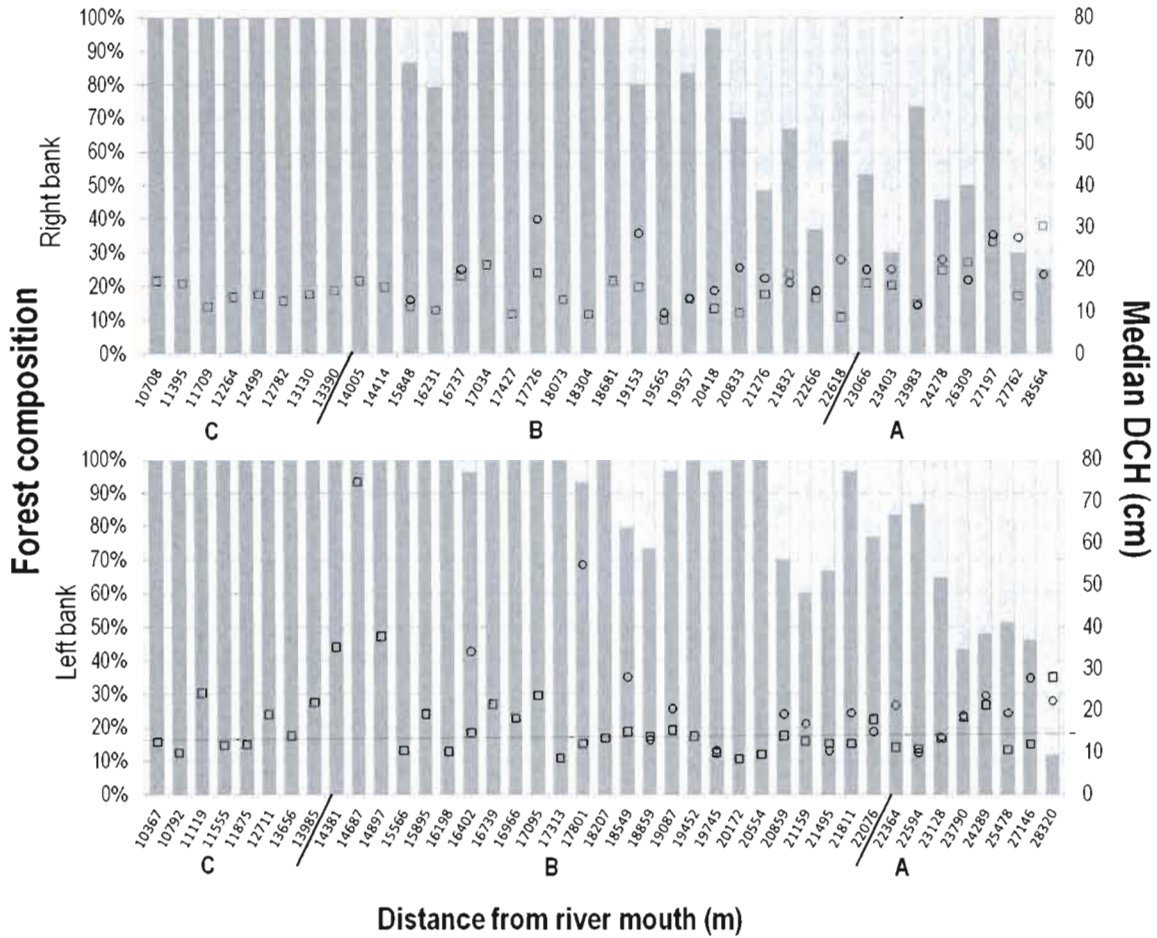
### 2.3.7 Acknowledgments

The authors wish to thank NSERC and FQRNT for funding of this project. We are also thankful to the members of the Laboratoire de dynamique et géomorphologie fluviale de l'UQAR (particularly Geneviève Allard, Valéry B. Hamel, Maxime Boivin, Sylvio Demers,

Yanick Larue, Taylor Olsen, and Pierre Simard) as well as Laure-Éloïse Bergeron, Stéphane Babin, Mathieu Leblanc, Isabel Lemus-Lauzon and David Lacombe for field work.



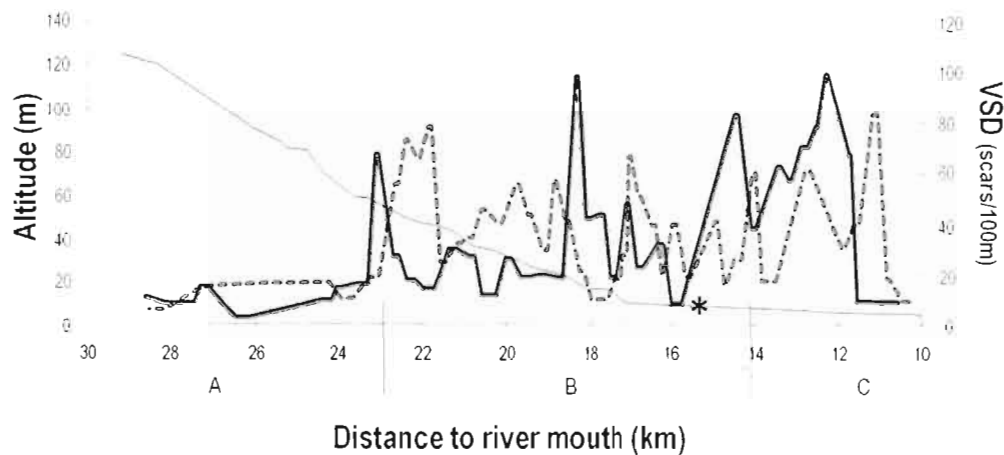
**Figure 2.1 : Location of study site and three morphologically distinct systems**  
A) Meandering, B) Transition, C) Linear.  $\Delta$  represent dendrochronological sampling sites. Grey shade represents woodland and white agricultural use.



**Figure 2.2 :Forest vegetation cover types on the river banks according to distance upstream from river mouth.**

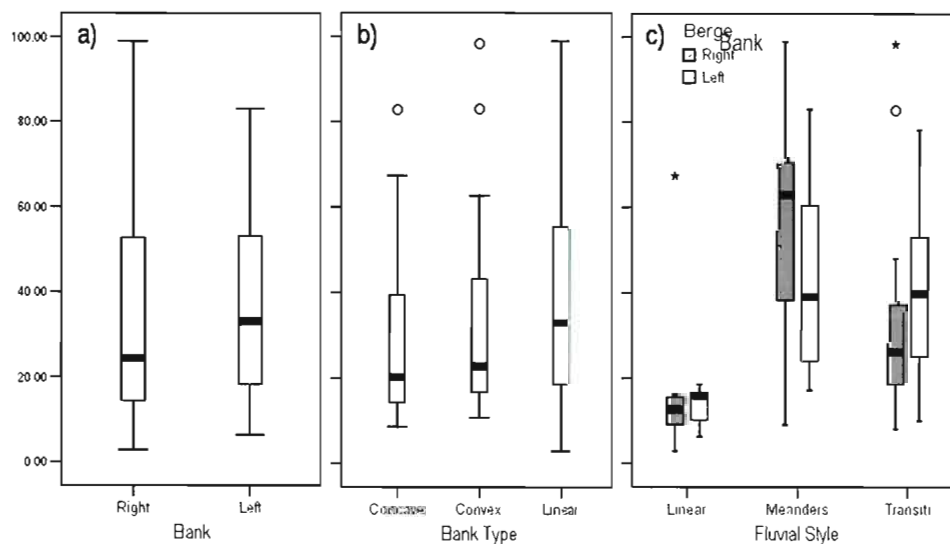
**Top: left bank; Bottom: right bank. Meandering section: C; Transition section: B; Linear section: A. Dark grey bars correspond to percentage of forest composed of deciduous trees, light grey bars to percentage of vegetation composed of softwood trees. Squares and circles represent respectively median diameter at chest height (DCH) (cm) for deciduous and softwood trees.**





**Figure 2.3: VSD for the left and right bank and location in the system.**

Light grey line is river long profile, dark line is VSD for right bank and dashed line is VSD for left bank. Downstream is towards the right of the graph. A is the upstream linear section; B is the transition and C is the downstream meandering section, \* the transcanadian highway.



**Figure 2.4: VSD characteristics.**

Boxes represent the interquartile range, bold line median value, circles and stars values more than respectively 1.5 to 3 box lengths and more than 3 box lengths higher than standard deviation

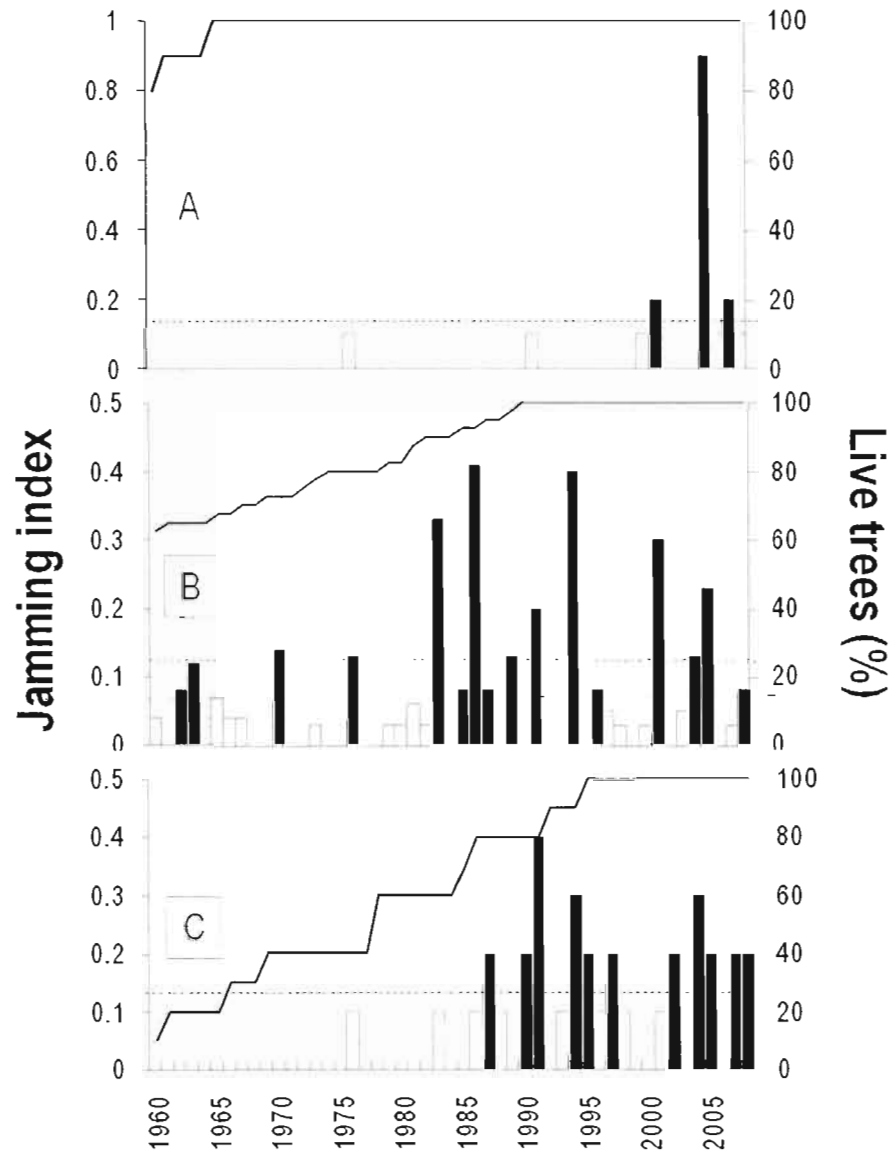


Figure 2.5: Jam event identification per dendrochronological sampling site.

Dashed line represents jamming index threshold for event identification. Full line is percentage of live trees in the sample. A stands for the upstream linear section; B is the transition; C the downstream meandering section.

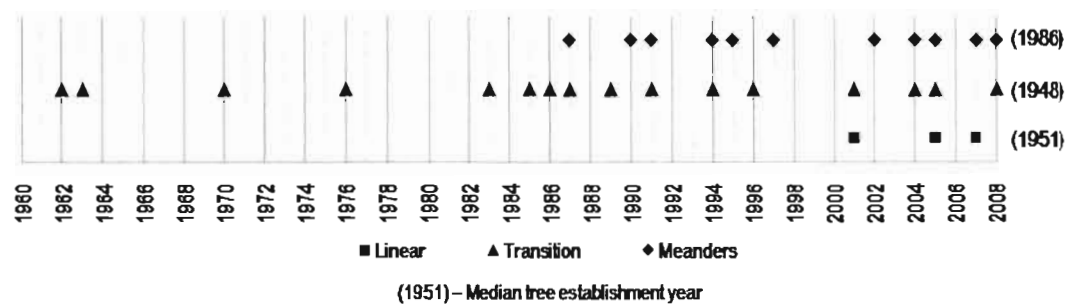


Figure 2.6 : Ice jam identification for the three morphologically distinct sections

■ : upstream linear; ▲ : transition; ◆ : meandering section. Year in parenthesis indicates median tree establishment year for each section.

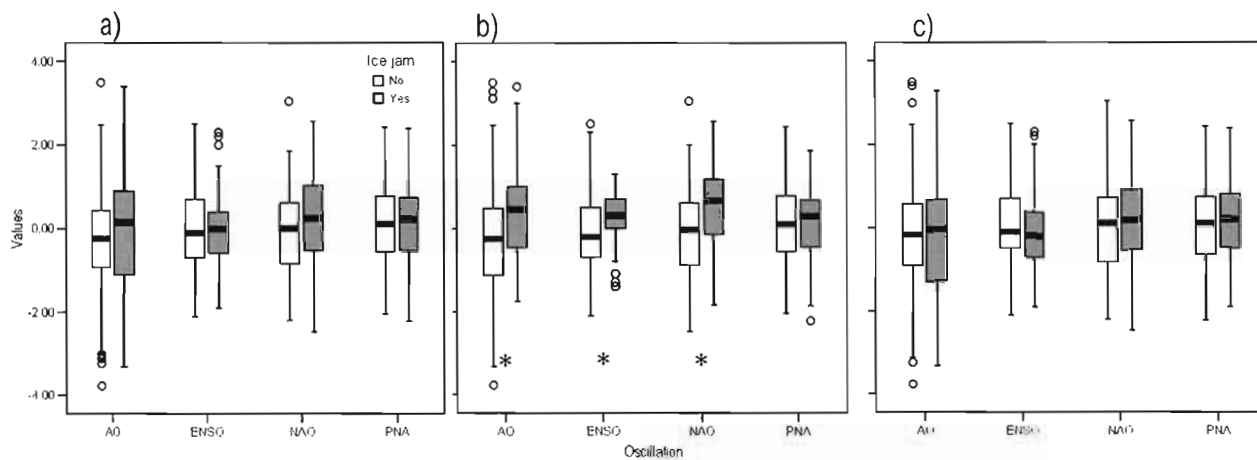


Figure 2.7 : Standardized large-scale oscillation values per sampling site

AO : Arctic Oscillation ; ENSO : El Nino Southern Oscillation ; NAO : North Atlantic Oscillation ; PNA : Pacific Northern Oscillation. Vertical axis stands for standardized large-scale oscillation values. Boxes represent the interquartile range, bold line median value, circles values more than 1.5 to 3 box lengths. Significantly different boxplots between jam years and non jam years per oscillation are indicated with \*. A) Both sites; B) Meanders and C) Transition

**Tableau 2.1: Characteristics of the three sections of the study reach**

	Slope (%)	Sinuosity	Channel width (m)	Channel confinement	Riparian vegetation	Main riparian land use
Linear	1.04	1.33	36.38	Half to entirely	Softwood (fir, thuja, spruce)	Forested
Transition	0.51	1.36	40.14	Half	Mixed	Residential
Meanders	0.04	2.52	103.58	None	Deciduous (ash, maple, poplar)	Agricultural

**Tableau 2.2: Identification of the 95 hydrometeorological variables**

	Temperatures				Precipitations				Discharge			
	Monthly <sup>a</sup>	Winter <sup>b</sup>	Ext. Winter <sup>c</sup>	6 months <sup>d</sup>	Monthly	Winter	Ext. Winter	6 months	Monthly	Winter	Ext. Winter	6 months
Mean	x	x	x	x	x	x	x	x				
Median									x	x	x	x
Mean of maxima		x	x	x					x	x	x	x
Mean of minima		x	x	x					x	x	x	x
Maximum	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Minimum	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
St.-Deviation	x	x	x	x					x	x	x	x
Total					x	x	x	x				

<sup>a</sup> Monthly data ranging from November to April<sup>b</sup> “Calendar” winter: 21<sup>st</sup> December – 21<sup>st</sup> March<sup>c</sup> “Extended winter”: 21<sup>st</sup> November – 21<sup>st</sup> April<sup>d</sup> 6 months: 1<sup>st</sup> of November – 30<sup>th</sup> April

**Tableau 2.3: Visible scar density characteristics**

		Minimum	Maximum	Median	VSDStd. Dev	<i>p (sig)</i>
Bank	Right	2.9	99.0	24.5	27.3	0.726
	Left	6.2	83.0	33.3	20.4	
Bank type	Concave	8.5	82.8	20.3	23.4	0.378
	Convex	10.7	98.3	22.8	26.2	
	Straight	2.9	99.0	33.0	23.3	
Fluvial style	Linear	2.9	67.4	14.8	15.4	0.000
	Transition	8.0	98.3	30.9	20.7	
	Meanders	9.0	99.0	58.8	27.7	

**Tableau 2.4: Large-scale oscillation values and statistical results by sampling section**

		Meanders			Transition			Both sections		
<i>Years w/ jam</i>		Median	T	<i>p (sig)</i>	Median	t	<i>p (sig)</i>	Median	t	<i>p (sig)</i>
<b>NAO</b>	Yes	0.665	-4.526	0.000	0.210	-1.034	0.302	0.255	0.269	0.019
	No	-0.300			0.145			0.015		
<b>ENSO</b>	Yes	0.300	-3.491	0.001	-0.200	1.139	0.255	0.000	0.389	0.698
	No	-0.200			-0.100			-0.100		
<b>AO</b>	Yes	0.457	-3.778	0.000	-0.023	0.122	0.903	0.150	-0.183	0.068
	No	-0.252			-0.174			-0.239		
<b>PNA</b>	Yes	0.305	0.021	0.983	0.220	-0.705	0.481	0.220	0.077	0.939
	No	0.110			0.120			0.110		

**Tableau 2.5 : Principal components extracted from the original hydro-climatological database**

		<b>Components (% variance explained)</b>	<b>Total variance</b>
Precipitations	Snow	- Winter snow accumulation (32.28) - January snow accumulation (20.50) - February snow accumulation (16.55)	69.3 %
	Rain	- Winter rainfall (29.00) - Spring rainfall (27.11) - November & February rainfall (20.52)	76.6 %
Central tendencies	Temperature (T)	- Winter $T_X$ (42.40) - Nov. & Dec. $T_X$ (21.63) - April $T_X$ (18.26)	82.3 %
	Discharge (Q)	- February $Q_X$ (36.89) - Winter $Q_X$ (26.31) - April $Q_X$ (11.25)	74.5 %
Standard deviation	Temperature (T)	- Winter $T_{SD}$ (19.91) - February $T_{SD}$ (12.42) - January $T_{SD}$ (9.12) - April $T_{SD}$ (8.80) - April $T_{PMax}$ (8.68) - February $T_{PMin}$ (7.81) - November $T_{SD}$ (7.15) - December $T_{SD}$ (6.57) - December $T_{PMax}$ (5.72)	86.2 %
	Discharge (Q)	- February $Q_{SD}$ (20.39) - April $Q_{SD}$ (15.02) - March $Q_{SD}$ (14.63) - November $Q_{SD}$ (12.46) - December $Q_{SD}$ (11.24) - January $Q_{SD}$ (10.08)	83.8 %

*P = Punctual**X = Average**SD = Standard Deviation (Dispersion)**Max = Maximum**Min = Minimum*

Tableau 2.6: Logistical regression models for the transitional section, meandering section and the combination of both sections.

Grey shaded results are the most significant models.

	TRANSITION				MEANDERS				BOTH			
	Variables included	$\beta^*$	R <sup>2</sup>	% pred.	Variables included	$\beta$	R <sup>2</sup>	% pred.	Variables included	$\beta$	R <sup>2</sup>	% pred.
<b>Hydrometeorological</b>	Winter T <sub>SD</sub>	2.14	0.60	79.07	Feb. T <sub>SD</sub>	2.82	0.71	90.70	April Q <sub>SD</sub>	4.07	0.65	90.70
	January T <sub>SD</sub>	-2.11			Jan. T <sub>SD</sub>	2.51						
	Winter & February Q	-4.39										
	February Q <sub>SD</sub>	4.24										
<b>Temperatures (T)</b> (all)	Winter T <sub>x</sub>	-1.34	0.40	83.67	April T <sub>PMAX</sub>	0.33	0.45	85.71	Winter T <sub>x</sub>	-2.45	0.57	91.84
	April T <sub>x</sub>	1.73			Nov. T <sub>SD</sub>	1.16						
<b>Temperatures</b> (Average)	Winter T <sub>x</sub>	-1.14	0.35	75.51	April T <sub>x</sub>	1.45	0.15	75.51	Winter T <sub>x</sub>	-1.38	0.32	85.71
	Nov. & Dec. T <sub>x</sub>	-1.71			Constant	-5.35			April T <sub>x</sub>	2.27		
	April T <sub>x</sub>	1.97							Constant	-9.37		
	Constant	-6.68										
<b>Temperatures</b> (Standard Deviation)	Winter T <sub>SD</sub>	0.92	0.36	75.51	April T <sub>PMAX</sub>	0.22	0.35	83.67	Winter T <sub>SD</sub>	2.42	0.60	89.80
					Nov. T <sub>SD</sub>	0.96						
<b>Discharge (Q)</b> (all)	Feb. & Winter T	-2.37	0.51	76.74	April Q <sub>SD</sub>	0.82	0.25	69.77	April Q <sub>SD</sub>	3.92	0.71	97.67
	Feb. Q <sub>SD</sub>	1.98										
	April Q <sub>SD</sub>	1.70										
<b>Discharge</b> (Dispersion)	April Q <sub>SD</sub>	0.93	0.29	74.42	April Q <sub>SD</sub>	0.77	0.23	69.77	April Q <sub>SD</sub>	1.75	0.56	93.02
	Constant	0.78			Constant	-1.03			Constant	-3.29		
<b>Précipitations</b>	Spring Rainfall	4.83	0.73	90.48								

\* Model slope

## **Conclusion**

La formation d'un embâcle de glace peut être relié à quatre éléments : 1) la présence d'infrastructures dans le chenal ; 2) la quantité de glace disponible ; 3) les éléments morphologiques du chenal et 4) les conditions hydro-météorologiques. Leurs interactions rendent la prévision de la formation ardue. La présente étude avait comme objectif principal d'analyser la dynamique spatio-temporelle de la mise place des embâcles de glace dans un tronçon de la rivière Ouelle. Le tronçon à l'étude peut être divisé en trois sections géomorphologiquement distinctes, par leur largeur, leur sinuosité et leur pente. Dans un premier temps, les cicatrices d'impact glaciaire sur les arbres riverains ont été utilisées pour tenter de déterminer les localisations préférentielles de formation des embâcles de glace. Dans un deuxième temps, la datation par dendrochronologie a été l'outil utilisé pour déterminer la localisation (dynamique spatiale) et la datation des événements d'embâcles (dynamique temporelle) sur la rivière. Les nombreuses variables hydro-météorologiques ont été regroupées par l'entremise d'une analyse en composantes principales, desquelles ont été conduites une série de régression logistiques pour identifier les variables les plus importantes dans la formation des embâcles de glace, et ce dans les trois sections géomorphologiquement distinctes de la rivière.

Les résultats indiquent une distinction dans les conditions hydro-météorologiques menant à la formation d'embâcles selon la géomorphologie des tronçons à l'étude. Dans la zone à méandres, les embâcles sont majoritairement créés lors de redoux hivernaux ou lors d'années El Nino. Dans la zone de transition, les embâcles sont plutôt formés lors d'augmentations rapides de débit au mois d'avril. Lors d'événements de plus grande ampleur, il arrive que des embâcles se forment autant dans la zone de transition que dans la portion à méandres.



Ainsi, cette étude se distingue des autres études dendrochronologiques portant sur les embâcles de glace par le lien qu'elle établit entre les caractéristiques morphologiques de la rivière Ouelle et les conditions météo-hydrologiques préférentielles menant à la formation des embâcles. Ce mémoire vient combler des lacunes importantes dans les connaissances actuelles sur la formation des embâcles sur les rivières en climat tempéré froid.

## Références

- Ahrens, C. D. (2003). Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment, Seventh. Pacific Grove, Brooks/Cole.
- Alestalo, J. (1971). Dendrochronological interpretation of geomorphic processes, Helsinki, Societas Geographica Fenniae.
- Ashton, G. D., Ed. (1986). River lake ice engineering. Colorado, Water Resources Publications.
- Assani, A. A., F. Lajoie, M. Vadnais et G. Beauchamp (2008). "Analyse de l'influence de l'Oscillation Arctique sur la variabilité interannuelle des précipitations dans le bassin versant de la rivière Saint-François (Québec, Canada) au moyen de la méthode des corrélations canoniques." Revue des Sciences de l'Eau **21**(1): 21-33.
- Astrade, L. et Y. Bégin (1997). "Tree-ring response of *Populus tremula* L. and *Quercus robur* L. to recent spring floods of the Saône River, France." Écoscience **4**(2): 232-239.
- Bégin, Y. (2000). "Reconstruction of subarctic lake levels over past centuries using tree rings." Journal of Cold Regions Engineering **14**(4): 192-212.
- Beltaos, S. (1983). "River ice jams: theory, case studies, and applications." Journal of Hydraulic Engineering **109**(10): 1338-1359.
- Beltaos, S. (1993). "Numerical computation of river ice jams." Canadian Journal of Civil Engineering **20**(1): 88-99.
- Beltaos, S., Ed. (1995). River ice jams. Highlands Ranch, Water Resources Publications.
- Beltaos, S. (1996). "1991 ice jamming along the Saint John River : A case study." Canadian Journal of Civil Engineering **23**(2): 381-394.
- Beltaos, S. (1997a). Effects of climate on river ice jams. 9th workshop on river ice, Fredericton, NB, Committee on river ice processes and the environment, hydrology section, Canadian Geophysical Union.
- Beltaos, S. (1997b). "Onset of river ice breakup." Cold Regions Science and Technology **25**: 183-196.
- Beltaos, S. (2007). "River ice breakup processes: recent advances and future directions." Canadian Journal of Civil Engineering **34**: 703-716.

- Beltaos, S. (2008). "Progress in the study and management of river ice jams." Cold Regions Science and Technology **51**: 2-19.
- Beltaos, S., D. T. Prowse, B. R. Bonsal, R. MacKay, L. Romolo, A. Pietroniro et B. Toth (2006a). "Climatic effects on ice-jam flooding of the Peace-Athabasca Delta." Hydrological Processes **20**: 4031-4050.
- Beltaos, S., L. Miller, B. C. Burrell et D. Sullivan (2006b). "Formation of breakup ice jams at bridges." Journal of Hydraulic Engineering **132**(11): 1229-1236.
- Bergeron, N. et A. G. Roy (1988). "Les effets d'un embâcle sur la morphologie du lit d'une confluence de cours d'eau." Géographie Physique et Quaternaire **42**(2): 191-196.
- Boucher, D., L. Filion et B. Hétu (2003). "Reconstitution dendrochronologique et fréquence des grosses avalanches de neige dans un couloir subalpin du mont Hog's Back, Gaspésie centrale (Québec)." Géographie Physique et Quaternaire **57**(2-3): 159-168.
- Boucher, É., D. Arseneault et B. Hétu (2006). "Late Holocene development of a floodplain along a small meandering stream, northern Québec, Canada." Geomorphology **80**: 267-281.
- Boucher, É., Y. Bégin et D. Arseneault (2009a). "Impacts of recurring ice jams on channel geometry and geomorphology in a small high-boreal watershed." Geomorphology **108**: 273-281.
- Boucher, É., Y. Bégin et D. Arseneault (2009b). "Hydro-climatic analysis of mechanical breakups reconstructed from tree-rings, Necopastic watershed, northern Québec, Canada." Journal of Hydrology **375**: 373-382.
- Boucher, É., Y. Bégin et D. Arseneault (en révision). Dendrohydrologie: utilisation des cernes de croissance en hydrologie historique.
- Bräker, O. U. (2002). "Measuring and data processing in tree-ring research - a methodological introduction." Dendrochronologia **20**(1-2): 203-216.
- Brierley, G. J. et K. A. Fryirs (2000). "River styles, a geomorphic approach to catchment characterization: implications for river rehabilitation in Bega catchment, New South Wales, Australia." Environmental Management **25**: 661-679.
- Brierley, G. J. et K. A. Fryirs (2005). Geomorphology and river management, Oxford, Blackwell.
- Buffin-Bélanger, T. et B. Hétu (2008). Les risques d'inondation sur les cônes alluviaux dans l'est du Québec. 4ème Conférence canadienne sur les géorisques. Université Laval, Québec.

- Burt, J. E. et G. M. Barber (1996). Elementary statistics for geographers, Second edition. New York, London, Guilford.
- Butler, D. R. et C. F. Sawyer (2008). "Dendrogeomorphology and high-magnitude snow avalanches: a review and case study." Natural Hazards and Earth System Sciences **8**: 303-309.
- Campbell, N. A. et J. B. Reece (2004). Biologie, 2ème édition. Saint-Laurent, Erpi.
- CEHQ. (2008). "Débit à la station 022704." Retrieved 27 avril 2008, 2008. <http://www.cehq.gouv.qc.ca/suivihydro/graphique.asp?NoStation=022704>
- Chauvin, L., G. Martineau et P. LaSalle (1985). Deglaciation of the lower St. Lawrence region, Quebec. Late Pleistocene History of Northeastern New England and adjacent Quebec. H. W. Borns, Geological Society of America. **Special Paper 197**: 111-123.
- Cyberski, J., M. Grześ, M. Gutry-Korycka, E. Nachlik et Z. Kundzewicz (2006). "History of floods on the River Vistula." Hydrological Sciences - Journal des sciences hydrologiques **51**(5): 799-817.
- Daly, S. F. et C. Vuyovich (2007). Overview of ice jams in three major US rivers. CGU HS Committee on River Ice Processes and the Environment. 14th workshop on the hydraulics of ice covered rivers. June 20-22, Quebec City, CRIPE.
- Dionne, J.-C. (1977). "La mer de Goldthwait au Québec." Géographie Physique et Quaternaire **31**: 61-80.
- Dionne, J.-C. (1988). "Note sur les variations du niveau marin relatif à l'Holocène, à Rivière-Ouelle, côte sud du Saint-Laurent." Géographie Physique et Quaternaire **42**(1): 83-88.
- Dionne, J.-C. et F. Pfalzgraf (2001). "Fluctuations holocènes du niveau marin relatif à Rivière-Ouelle, côte sud du moyen estuaire du Saint-Laurent: données complémentaires." Géographie Physique et Quaternaire **55**(3): 289-300.
- Dubé, S., L. Filion et B. Héту (2004). "Tree-ring reconstruction of high-magnitude snow avalanches in the Northern Gaspé Peninsula, Québec, Canada." Arctic, Antarctic, and Alpine Research **36**(4): 555-564.
- EM-DAT (2009). EM-DAT: The OFDA/CRED International Disaster Database - [www.emdat.net](http://www.emdat.net), Université catholique de Louvain - Bruxelles - Belgium.
- Environnement Canada (2009). Canadian climate normals and averages, 1960-2008, [http://www.climat.meteo.gc.ca/climate\\_normals/index\\_e.html?](http://www.climat.meteo.gc.ca/climate_normals/index_e.html?)

- Ettema, R. et M. Muste (2001). "Laboratory observations of ice jams in channel confluences." Journal of Cold Regions Engineering **15**(1): 34-58.
- Gottesfeld, A. S. (1996). "British Columbia flood scars: maximum flood-stage indicators." Geomorphology **14**: 319-325.
- Grand'Maison, R. (2006). Tout en racontant - la Ouelle, La Pocatière, Éditions Soleil.
- Gutsell, S. L. et E. A. Johnson (1996). "How fire scars are formed: coupling a disturbance process to its ecological effect." Canadian Journal of Forestry Research **26**(2): 166-174.
- Hair Jr., J. F., W. C. Black, B. J. Babin, R. E. Anderson et R. L. Tatham (2006). Multivariate data analysis, Sixth edition. Upper Saddle River, New Jersey, Prentice Hall.
- Healy, D. et F. E. Hicks (2006). "Experimental study of ice jam formation dynamics." Journal of Cold Regions Engineering **20**(4): 117-139.
- Heikinnen, O. (1994). Using dendrochronology for the dating of land surfaces. Dating in surface context. C. Beck. New Mexico, New Mexico University Press: 213-230.
- Henoch, W. E. S. (1973). Height, frequency of floods, ice jamming and tree-ring studies. Hydrologic aspects of northern pipeline development, Environmental-Social Committee Northern Pipelines, Task Force on Northern Oil Development: 153-177.
- IAHR (1986). River ice jams: a state-of-the-art report. 8th International Symposium on Ice, August 18-22, Iowa city, IAHR.
- Kleinbaum, D. G., L. L. Kupper et K. E. Muller (1988). Applied regression analysis and other multivariable methods, Second edition. Belmont, Duxbury Press.
- Knighton, D. (1998). Fluvial forms and processes: a new perspective, London, Arnold.
- Korytny, L. M. et N. V. Kichigina (2006). "Geographical analysis of river floods and their causes in southern East Siberia." Hydrological Sciences - Journal des sciences hydrologiques **51**(3): 450-464.
- Lafortune, M., L. Filion et B. Hétu (1997). "Dynamique d'un front forestier sur un talus d'éboulis actif en climat tempéré froid (Gaspésie, Québec)." Géographie Physique et Quaternaire **51**(1): 1-15.
- Larocque, S. J., B. Hétu et L. Filion (2001). "Geomorphic and dendroecological impacts of slushflows in central Gaspé Peninsula (Québec, Canada)." Geografiska Annaler **83**(A): 191-201.
- Leclerc, M., P. Boudreau, F. Morneau, Y. Secretan et T. Ouarda (2007). Analyse de risque d'inondation par embâcle à Châteauguay. CGU HS Committee on River Ice

Processes and the Environment. 14th workshop on the hydraulics of ice covered rivers. June 20-22, Quebec City, CRIPE.

Mackay, D. K. et J. R. Mackay (1973). Locations of spring ice jamming on the Mackenzie River, N.W.T. Hydrologic aspects of northern pipeline development. D. K. MacKay. Ottawa, Information Canada: 237-257.

Matoušek, V. (1990). "Ice jams and flood-control on the Berounka river." Journal of Hydraulic Research **28**(6): 699-710.

Mayer, R. É., Y. Roche et D. Mouafo (2002). Dictionnaire des termes géographiques contemporains, Montréal, Guérin universitaire.

Michel, B. (1972). Properties and processes of river and lake ice. The role of snow and ice in hydrology, Banff, IAHS - AISH.

Pariset, E., R. Hausser et A. Gagnon (1966). "Formation of ice covers and ice jams in rivers." Journal of the hydraulic division **92**(HY6): 1-24.

Prowse, T. D. et M. N. Demuth (1993). "Strength variability of major river-ice types." Nordic Hydrology **24**: 169-182.

Prowse, T. D. et S. Beltaos (2002). "Climatic control of river-ice hydrology: a review." Hydrological Processes **16**: 805-822.

Quinn, G. P. et M. J. Keough (2002). Experimental design and data analysis for biologists, Cambridge, Cambridge University Press.

Robert, A. (2003). River processes: an introduction to fluvial dynamics, London, Hodder Arnold.

Rosgen, D. L. (1994). "A classification of natural rivers." Catena **22**: 169-199.

Rouleau, R. (1990). Petite flore forestière du Québec, Second edition. Québec, Ministère des Ressources Naturelles.

SCF L'histoire secrète des arbres révélée par l'analyse du tronc. <http://scf.rncan.gc.ca/nouvelles/492>. S. C. d. Forêts.

Shen, H. (2000). "SPH simulation of river ice dynamics." Journal of Computational Physics **165**(2): 752-770.

Shen, H. (2003). "Research on river ice processes: Progress and missing links." Journal of Cold Regions Engineering **17**(4): 135-142.

Sheridan, S. C. (2003). "North American weather-type frequency and teleconnection indices." International Journal of Climatology **23**: 27-45.

- Shouyu, C. et J. Honglan (2005). "Fuzzy optimization neural network approach for ice forecast in the Inner Mongolia reach of the Yellow River." *Hydrological Sciences - Journal des sciences hydrologiques* 50(2): 319-330.
- Shroder Jr, J. F. (1980). "Dendrogeomorphology: review and new techniques of tree-ring dating." *Progress in Physical Geography* 4(2): 161-188.
- Shroder, J. F. et M. P. Bishop (1995). "Geobotanical assessment in the Great Plains, Rocky Mountains and Himalaya." *Geomorphology* 13: 101-119.
- Simon, A., M. W. Doyle, G. M. Kondolf, F. D. Shields Jr., B. L. Rhoads et M. McPhillips (2007). "Critical evaluation of how the Rosgen classification and associated "natural channel design" methods fail to integrate and quantify fluvial processes and channel response." *Journal of the American Water Resources Association* 43(5): 1117-1131.
- Smith, D. G. (2003). 1100 years of ice-jam flooding in the Peace River Delta interpreted from flood bed sediments and ice-scarred trees. CGU HS Committee on River Ice Processes and the Environment. 12th workshop on the hydraulics of ice covered rivers. June 19-20., Edmonton, Alberta, CRIPE.
- Smith, D. G. et C. M. Pearce (2002). "Ice jam-caused fluvial gullies and scour holes on northern river flood plains." *Geomorphology* 42: 85-95.
- Smith, D. G. et D. M. Reynolds (1983). "Tree scars to determine the frequency and stage of high magnitude river ice drives and jams, Red Deer, Alberta." *Canadian Water Resources Journal* 8(3): 77-94.
- St. George, S. et E. Nielsen (2000). "Signatures of high-magnitude 19th-century floods in *Quercus macrocarpa* tree rings along the Red River, Manitoba, Canada." *Geology* 28(10): 899-902.
- St. George, S. et E. Nielsen (2002). "Hydroclimatic change in Southern Manitoba since AD 1409 inferred from tree rings." *Quaternary Research* 58: 103-111.
- Stefanini, M. C. (2004). "Spatio-temporal analysis of a complex landslide in the Northern Apennines (Italy) by means of dendrochronology." *Geomorphology* 63: 191-202.
- Stickler, M. et K. Alfredsen (2005). Factors controlling anchor ice formation in two Norwegian rivers. CGU HS Committee on River Ice Processes and the Environment. 13th workshop on the hydraulics of ice covered rivers. September 15-16., Hanover, CRIPE.
- Stoffel, M. et M. Bollschweiler (2008). "Tree-ring analysis in natural hazards research - an overview." *Natural Hazards and Earth System Sciences* 8: 187-202.

- Stoffel, M., M. Bollschweiler, D.R. Butler, et B. Luckman. 2010. Tree-rings and natural hazards : an introduction. Tree-rings and natural hazards. A state-of-the-art. M. Stoffel, M. Bollschweiler, D.R. Butler et B.Luckman, eds. Springer: 3-25.
- Stuiver, M. et P. J. Reimer (1993). Calib 6.0.1 Calibration Program.
- Talbot, T. et M. Lapointe (2002). "Modes of response of a gravel bed river to meander straightening: the case of the Sainte-Marguerite River, Saguenay Region, Quebec, Canada." *Water Resources Research* 38(6): 1073-9.
- Thibault, M., C. Beaulieu, D. Denault et B. Dumont (1990). Le potentiel salmonicole de la rivière Ouelle: problématique et propositions d'interventions, Pro Faune pour la Société d'aménagement et de développement de la rivière Ouelle: 83.
- Tuthill, A. M. (2005). Ice tree scar evidence of historic ice events on the Grasse River. CGU HS Committee on River Ice Processes and the Environment. 13th workshop on the hydraulics of ice covered rivers. September 15-16., Hanover, CRIPE.
- White, K. D., F. E. Hicks, S. Beltaos et G. Loss (2007). Ice jam response and mitigation: the need for cooperative succession planning and knowledge transfer. CGU HS Committee on River Ice Processes and the Environment. 14th workshop on the hydraulics of ice covered rivers. June 20-22, Quebec City, CRIPE.
- Wuebben, J. L. et J. J. Gagnon (1995). Ice jam flooding on the Missouri River near Williston, North Dakota. C. R. R. E. Laboratory, US Army Corps of Engineers. **95**: 33.
- Ye, S., J. Doering et H. T. Shen (2004). "A laboratory study of frazil evolution in a counter-rotating flume." *Canadian Journal of Civil Engineering* **31**(6): 899-914.
- Zufelt, J. E. et R. Ettema (2000). "Fully coupled model of ice-jam dynamics." *Journal of Cold Regions Engineering* 14(1): 24-41.





## Annexe I – Fiches de caractérisation fluviale

### Segmentation (S)

#### Largeur (L)

[0 – 1[ : très étroit	te
[1 – 5[ : étroit	e
[5 – 10[ : moyen	m
[10 – 20[ : large	l
[20 – 30[ : très large	tl
[30 – ∞ : supersize	s

#### Rapport d'encaissement (Re)

1 : très encaissé	te
1.5 : assez encaissé	ae
2 : encaissé	e
3 : peu encaissé	pe
4 et + : libre	l

#### Végétation (gauche et droite) (V)

% D'OBSTRUCTION (PLEIN-BORD)

[0 – 25%[ : faible	f
[25 – 50%[ : moyen	m
[50 – 75%[ : élevé	e
[75% et + : très élevé	te

TYPE

Arborescente	a
Arbustive	ar
Herbacée	h

ESSENCE PREDOMINANTE (%)

Sapin	s	Épinette	e	Érable	er
Tremble	t	Bouleau	b	Autre	a
Conifère	c	Feuillu	f		

### Style fluvial (SF)

STYLE

Linéaire	l	Méandres	m	Tresses	t
Anastomosé	a	Divagant	d	Anthropique	ant

CARACTERISTIQUES

Sinueux	s	Step-pool	sp	Cascades	c
Seuil-mouille	sm	Run	r	Digues (g/d)	d
Enrochement (g/d)	e	Remblai (g/d)	re	Linéarisation	l
Autre	a				

## BANCS D'ACCUMULATION (BAC, BAG, BAD, CVG, CVD)

Central	bac	Latéral gauche	bag	Latéral droit	bad
Convexité gauche	cvg	Convexité droite	cvd	Chenal secondaire	cs
Chute alluviale	ca				

si plus d'un banc dans le segment : indiquer le nombre entre parenthèses et les localiser par GPS (segmentation)

## BERGES

Irrégulière	i	Pente régulière	r	Concave	cc
Convexe	cv	Étagée	e	Verticale	v

## Perturbations ponctuelles – à localiser au GPS

## PONTS (PT)

Hauteur <sup>5</sup> (H)	(en m)	Tablier (T)	O/N	Marques (M)	O/N
Piliers ds chenal (P)	O/N				

## TRIBUTAIRES (TRIB)

Côté (C)	G/D	Largeur (L)	(en m)	Angle (A)
Ponceaux (P)	O/N			

## GRANULO PONCTUELLE (GP)

Longueur du changement	(en m)	Caractérisation par pourcentage			
Roc	r	Blocs	b	Galets	g
Gravier	gr	Sable	s	Limon	li
Argile	ar				

## EMBACLES ORGANIQUES (% embâcles / largeur du chenal) (EO)

< 25% : Petit	p	26 – 50% : Moyen	m	51 – 75% : Large	l
> 75% : Très large	tl	Longueur (L)	(en m)		

## ACCUMULATIONS (A)

Talus d'éboulis	te	Mouvement masse	mm	Débris organique	do
-----------------	----	-----------------	----	------------------	----

<sup>5</sup> Toutes les hauteurs doivent être mesurées à partir du niveau plein-bord

## Arbres cicatrisés (A)

DHP	(cm)	Hauteur cicatrice (HC)	(cm)	Distance à la berge (DB)	(en cm)
-----	------	------------------------	------	--------------------------	---------

### POSITION RELATIVE (PR)

Tributaire	t	Chenal principal	cp	Berge concave	cc
Berge convexe	cv	Berge droite	bd	Berge gauche	bg

### ETAT (E)

Mort	m	Vivant	v
------	---	--------	---

### ESSENCE (ES)

Sapin	s	Épinette	ep	Érable	e
Bouleau	b	Peuplier	p	Tremble	t

Autre	a
-------	---

*à modifier possiblement en cours de route*